

Рифейско- нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
БУРЯТСКИЙ ФИЛИАЛ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМНАЯ КОМИССИЯ IX МНОГОСТОРОННЕГО СОТРУДНИЧЕСТВА
АКАДЕМИЙ НАУК СОЦИАЛИСТИЧЕСКИХ СТРАН
ПОДКОМИССИЯ 2

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN BRANCH
BURYATIAN FILIAL
GEOLOGICAL INSTITUTE
THE PROBLEM COMMISSION IX FOR MULTISIDED
COLLABORATION OF ACADEMIES OF SCIENCES OF THE
SOCIALIST COUNTRIES
SUBCOMMISSION 2

RIFEAN-
PALEOZOIC
OPHIOLITES
OF NORTH EURASIA

Responsible editor
prof. *N. L. Dobretsov*



NOVOSIBIRSK
PUBLISHING HOUSE «NAUKA»
SIBERIAN DIVISION
1985

РИФЕЙСКО- НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР *Н. Л. Добрецов*



НОВОСИБИРСК
ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1985



4331

Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

Сборник, включающий статьи исследователей из СССР, Монголии, Польши, ЧССР, ГДР, Румынии и Венгрии,— первая сводка по рифейско-палеозойским офиолитам Северной Евразии. На основании изучения состава, строения, современной геологической позиции офиолитов, их петрохимических и геохимических особенностей рассматриваются вопросы генезиса и приводятся палеотектонические реконструкции как для конкретных регионов, так и для Палео-азиатского океана и Палео-Тетиса в целом. Особенности офиолитов — фрагментов коры океанического типа — позволяют предполагать, что формировались они не в открытых океанах, а в так называемых малых океанических бассейнах, характерных для активных континентальных окраин.

Для тектонистов, петрологов, геохимиков, геологов-производственников.

Rifean-lower paleozoic ophiolites of North Eurasia.—[Novosibirsk: Nauka, 1985.

The collected reports, which include the articles of the researchers from the USSR, Mongolia, Poland, Czechoslovakia, GDR, Romania and Hungary, is the first summary on rifean-paleozoic ophiolites of North Eurasia. On the basis of the study of composition, structure, modern geological position of ophiolites, their petrochemical and geochemical peculiarities the problems of genesis are considered and paleotectonic reconstructions are given for concrete regions as well as for Paleasian ocean and Paleo-Tethys in general.

Ophiolites — the fragments of the ancient oceanic crust were formed, probably, in the so called small oceanic basins, typical for modern active continental margin.

For tectonists, petrologists, geochemists, geologists.

Рецензенты *Н. В. Соболев, Б. А. Литвиновский*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

д-р геол.-мин. наук **Л. П. Зоненшайн** (зам. отв. редактора), д-р геол.-мин. наук **А. Л. Книппер**, д-р геол.-мин. наук **Э. Г. Конников**, канд. геол.-мин. наук **Е. В. Скларов**

**РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ
СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ**

Утверждено к печати
Геологическим институтом БФ СО АН СССР

Редактор издательства *И. С. Цитович*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Савельева*
Технический редактор *С. А. Смородинова*
Корректоры *Р. К. Червова, В. А. Бирюкова*

ИБ № 23750

Сдано в набор 13.09.84. Подписано к печати 03.04.85. МН-01021. Формат 70 × 108²/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 17,5. Усл. кр.-отт. 18. Уч.-изд. л. 20. Тираж 950 экз. Заказ № 382. Цена 3 р. 20 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый вниманию читателя сборник подготовлен на основании решения 2-й Подкомиссии IX Проблемной комиссии многостороннего сотрудничества академий наук социалистических стран «Геосинклинальный процесс и становление земной коры». Он посвящен рифейско-нижнепалеозойским офиолитам, широко распространенным на всех континентах, но особенно в Северной Евразии, и дополняет предыдущий сборник «Ophiolite-Initialite-1981» (Potsdam, 1982), а также сборник, подготовленный 2-й Подкомиссией и посвященный преимущественно молодым офиолитам.

Все статьи в сборнике написаны по единому плану, рекомендованному 2-й Подкомиссией. В каждой приведены геологическая позиция и данные о возрасте офиолитов, их современная тектоническая позиция — в виде тектонических чешуй или олистолитов в олистостромах — сохранившиеся разрезы офиолитовой ассоциации, вещественная характеристика ее членов и вероятные палеогеографические реконструкции. Для более качественного сопоставления петрохимических и геохимических особенностей офиолитов использованы контрольные анализы, выполненные в ГЕОХИ АН СССР (г. Москва) для серий образцов из ВНР, ПНР, ЧССР, СССР (Вост. Саян).

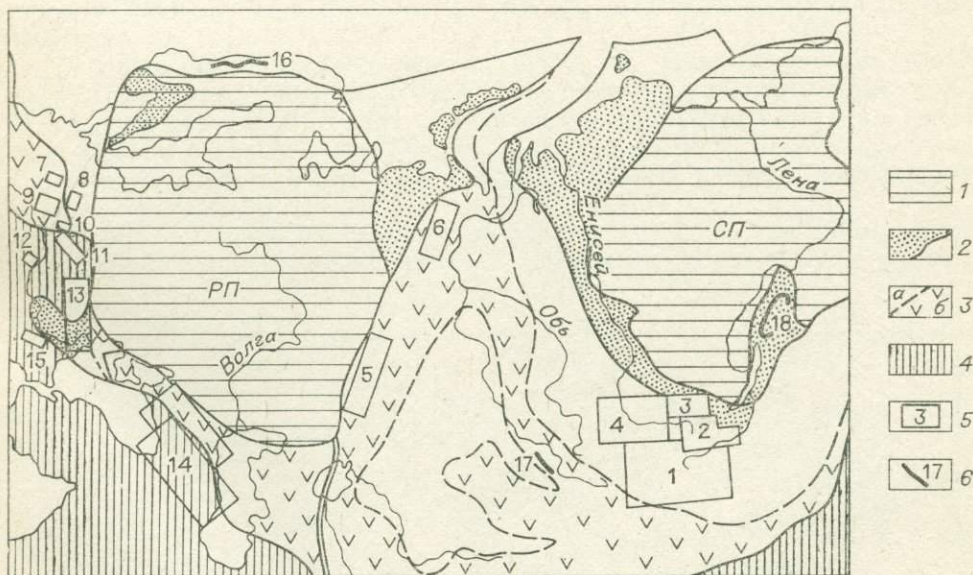


Схема расположения изученных районов распространения офиолитов.

1 — Русская (РП) и Сибирская (СП) платформы; 2 — рифейды (байкалиды); 3 — палеозойды (а — каледонииды, б — герциниды); 4 — мезозойды и альпиды; 5 — изученные районы (1, 2 — Западная (1) и Северная (2) Монголия, 3 — Восточный Саян, 4 — Западный Саян и Тува, 5 — Южный Урал, 7 — Гранулитовые горы, 8 — Польские Судеты, 9 — Чешский массив, 10 — Брненский массив, 11 — Западные Карпаты, 12 — Южная Венгрия, 13 — Восточные Карпаты, 14 — Кавказ); 6 — офиолитовые пояса (6 — Полярный Урал, 15 — Стара Планина, Болгария, 16 — Северная Норвегия, 17 — Чарский пояс, 18 — Байкало-Муйский пояс).

В качестве объектов описания и сопоставления выбраны наиболее изученные и интересные офиолитовые ассоциации МНР, СССР, а также практически все изученные доальпийские офиолитовые комплексы в Болгарии, Венгрии, Румынии, ЧССР, ГДР, Польше. Распределение районов работ, соответствующих каждой статье, показано на рисунке. Объекты по тектонической позиции группируются следующим образом: каледониды Монголии, Восточного и Западного Саяна; герциниды Южного и Полярного Урала (оба района относятся к палеозоидам Урало-Монгольской складчатой области, возникшей на месте Палеоазиатского рифейского океана); каледониды Судет (ПНР); выступы докембрийского основания в герцинидах ГДР и ЧССР (Чешский массив, Гранулитовые горы); выступы доальпийского фундамента (преимущественно каледониды и герциниды) в Альпийской складчатой области — Западные (Словацкие) и Восточные (Румынские) Карпаты, фундамент Паннонского бассейна (ВНР). Рассмотренные объекты охватывают все разнообразие тектонических обстановок, поэтому на основе их анализа можно сделать ряд общих выводов, которые и сформулированы в статье Н. Л. Добрецова и Л. П. Зоненшайна «Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов...», заключающей книгу.

Среди авторов сборника более 20 специалистов из восьми социалистических стран, в том числе большинство членов 2-й Подкомиссии, рабочих групп П.1 и П.2: Л. П. Зоненшайн, Н. Л. Добрецов, В. Н. Коротеев (СССР), З. Балла (ВНР), Д. Вернер (ГДР), О. Томуртогоо (МНР), Д. Говорка, З. Мисарж (ЧССР), Х. Саву (СРР), В. Нарембски (ПНР). Окончательная подготовка и редакция текста осуществлялась в Геологическом институте Бурятского филиала СО АН СССР.

Н. Л. ДОБРЕЦОВ, Л. П. ЗОНЕНШАЙН

Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, О. Томуртоого,
В. В. Коптева

ОФИОЛИТЫ ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ

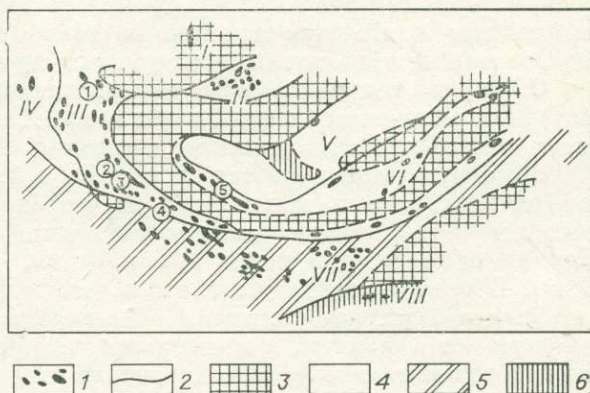
Офиолиты развиты практически во всех складчатых областях Монголии: от докембрийских до позднепалеозойских (рис. 1). В Западной Монголии они выходят полосами в составе кембрийских, или раннекаледонских и среднепалеозойских, или герцинских складчатых зон. Изучены они неравномерно. Некоторые массивы, такие как Хантайширский или Баянхонгорский, подверглись очень детальным исследованиям, тогда как о других массивах сведения крайне ограничены. Офиолиты Монголии изучались с двух различных позиций. С одной стороны, группа Г. В. Пинуса [9, 11] подвергла гипербазиты и габбро тщательному минералогическому и петрографическому изучению, придя к выводу, что гипербазиты повсеместно образуют субвертикальные протрузии, прорванные более поздними габбро. С другой стороны, те же офиолитовые комплексы были рассмотрены тектонистами и геохимиками как стратифицированные образования, представляющие собой остатки древней океанической коры [1—3, 6, 7, 10]. Ниже офиолиты Западной Монголии характеризуются на основе второй точки зрения, которая, как известно, соответствует общемировой интерпретации офиолитов. Выяснилось также, что раннекаледонские офиолиты Монголии маркируют существование позднедокембрийско-кембрийского Азиатского палеоокеана, а герцинские офиолиты, развитые в Южно-Монгольской зоне, возможно, отвечают ложу океана Палео-Тетис.

В Западной Монголии развиты в основном раннекаледонские офиолиты. Герцинские офиолиты Южной Монголии представлены только разобщенными пластинами пород офиолитовой ассоциации, участвуют главным образом в аллохтонных чешуях и зонах серпентинитового меланжа. Их описание можно найти в ряде опубликованных работ, к которым мы и отсылаем читателя [1, 3].

В раннекаледонской складчатой области Западной Монголии офиолиты слагают значительные площади в Озерной, Джидинской и других

Рис. 1. Распространение пород офиолитовых ассоциаций на территории Монголии.

1 — выходы офиолитов; 2 — границы складчатых зон; 3—6 — блоки с докембрийской (3), раннепалеозойской (4), позднепалеозойской (5) и раннемезозойской (6) континентальной корой. I — позднедокембрийская складчатая область Прихубсугуля; II — Джидинская зона; III — ранние каледониды Озерной зоны; IV — поздние каледониды Монгольского Алтая; V—VII — герциниды Хангай-Хентейской (V), Центрально-Монгольской (VI) и Южно-Монгольской (VII) зон; VIII — позднепалеозойская Соланкерская зона. Цифры в кружках — офиолитовые комплексы: 1 — хан-хухэйский, 2 — даабханский, 3 — хантайширский, 4 — ихэбогдинский, 5 — баянхонгорский.



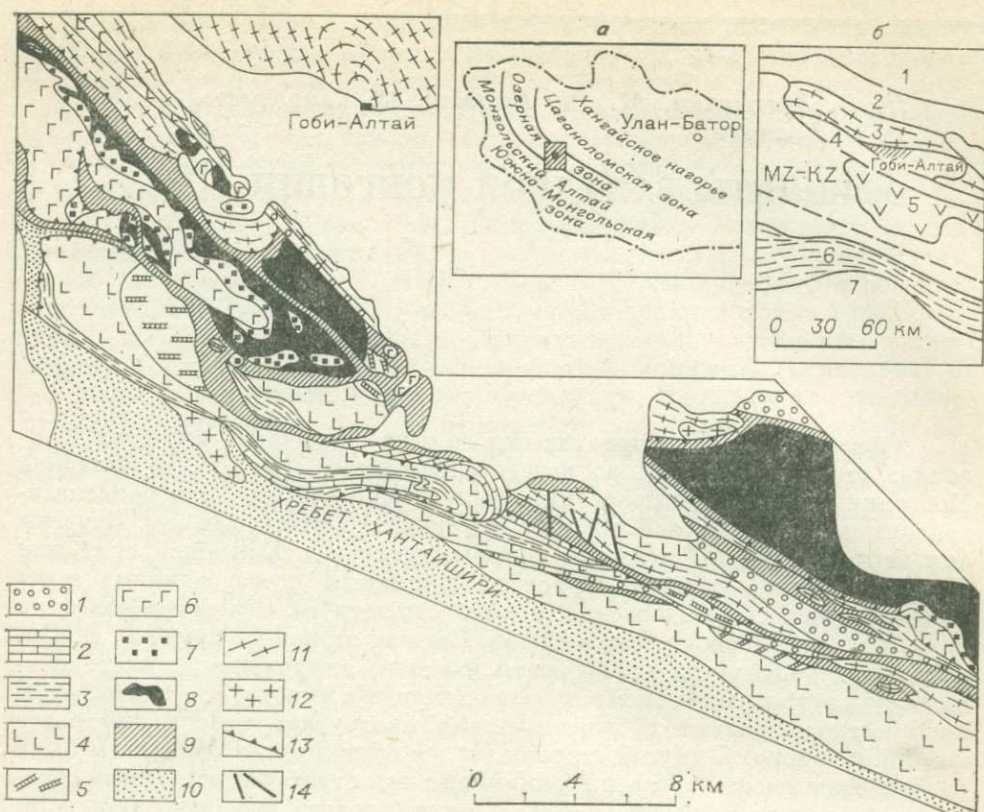


Рис. 2. Геологическая карта хантайширского офиолитового комплекса.

1 — средний — верхний палеозой; 2—9 — [хантайширский офиолитовый комплекс: 2 — археоциановые известняки (С₁), 3 — кремнистые сланцы и яшмы, 4 — дайковая серия, 6 — габбро, 7 — пироксениты, 8 — гипербазиты, 9 — зоны тектонического течения в гипербазитах; 10 — терригенные толщи Уланшандинской подзоны; 11 — метаморфические породы (р-С); 12 — Гранитоиды; 13 — надвиги; 14 — прочие разломы. На врезках: а — положение хр. Хантайшир на территории Монголии, б — структурное расчленение Озерной зоны (1 — Цаган-Оломская зона 2—6 — подзоны: Хасагтинская (2), Гоби-Алтайская (3), Хантайширская (4), Уланшандинская (5) Хуройская (6); 7 — Южно-Монгольская зона).

складчатых зонах, образуя протяженные офиолитовые пояса, или поясные зоны, такие как Хан-Хухэйский, Дзабханский, Ихэбогдинский, Ангыингольский, Баянхонгорский пояса. Мы приведем описание типичных комплексов, в которых установлен полный разрез офиолитовой ассоциации: хантайширского комплекса в Дзабханской зоне и баянхонгорского в одноименной зоне.

Хантайширский комплекс. Установлено, что Дзабханский пояс представляет собой гетерогенное образование. В основном он состоит из серии тектонических пластин и зон серпентинитового меланжа, маркирующих крупный шарьяжный фронт, по которому граничат вендско-кембрийские карбонатно-терригенные толщи Цаганоломской зоны с одновозрастными офиолитовыми и другими сериями Озерной зоны.

Офиолиты сохранили свой первоначальный разрез только на юго-восточном окончании Озерной зоны в хр. Хантайшир, хотя и здесь они также залегают в тектонических покровах.

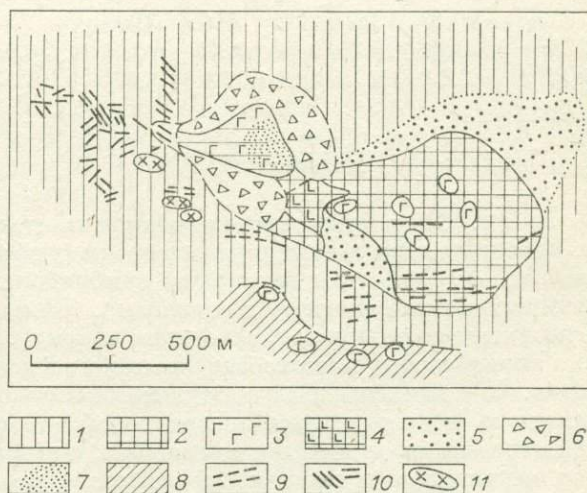
Офиолиты располагаются между Гоби-Алтайским «выступом» метаморфических, видимо докембрийских, пород на севере и полосой вендских лав и терригенных толщ уланшандинской свиты на юге (рис. 2). Ширина офиолитового пояса около 10 км, протяженность — не менее 30 км. В ряде участков установлено, что метаморфические толщи Гоби-Алтайского «выступа» тектонически в виде пологих шарьяжных пластин перекрывают офиолиты, и в частности гипербазиты. Однако такое крупное гипербазитовое тело, как Наранский массив, в свою очередь налегает на метаморфические толщи и в ряде мест подстилается меланжем с глыба-

№ пробы	П о р о д а	K, γ/г	Sp, γ/г	$\frac{Sr^{87}}{Sr^{86}}$	Мощность, м	Колонка
	Кремнистые сланцы, яшмы, глинистые сланцы и известняки				50-200	
ХТ-1215/5 ХТ-1201/1	Подушечные лавы спилитов и диабазов	1100 480	72 32	0,7071 0,7068	1000-1500	
ХТ-920/7 ХТ-920/5	Комплекс субпараллельных даек диабазов	3200 1200	110 50	0,7087 0,7057	~500	
ХТ-907/14 ХТ-907/18	Пироксеновое габбро	300 200	21 18	0,7065 0,7034	400	
ХТ-907/17 ХТ-907/3	Пироксениты	80 50	10 13	0,7095 0,7064	300	
ЛП-911/3 ЛП-906/1	Дуниты и гарцбургиты	80 60	<10 <10	0,7124 0,7118	>5000	

Рис. 3. Разрез хантайширского офиолитового комплекса.

Рис. 4. Геологическая карта Габбровой горы.

1 — аподунитовые серпентиниты; 2 — пироксениты; 3 — габбро; 4 — «габброизированные» пироксениты; 5 — делювий пироксенитов; 6 — делювий и элювий габбро; 7 — зона окварцевания; 8—10 — дайки клинопироксенитов (8), диабазовых порфиритов (9), плаггиоаплитов и плаггиогранитов (10); 11 — серпентиновые сланцы (меланж).



ми пород метаморфического комплекса. Более верхние горизонты офиолитов местами также надвинуты на метаморфические толщи. Очевидно, существует очень сложное нагромождение шарьяжей, которое еще до конца не расшифровано. Вместе с тем бесспорно, что перемещения поздних шарьяжей происходили после метаморфизма.

Внутренняя структура офиолитового комплекса образована серией шарьяжных пластин, надвинутых, вероятно, в южном направлении, в сторону зоны развития уланшандинской свиты. Шарьяжная структура сильно видоизменена последующими глыбовыми дислокациями в девоне и перми.

Таблица 1

Средний химический состав (%) и средние содержания редких элементов (г/т) в породах хантайширского офиолитового комплекса

Компонент	Гипербазиты*		Пироксени- ты	Пироксеновое габбро	Междальковое амфиболовое габбро	Диабазы, дайки в габбро	Диабазы, комплекс параллель- ных даек	Диабазы, по- душечные лавы	Средний со- став хантай- ширской магмы
	низ разреза	верх разреза							
SiO ₂	42,24	42,27	51,39	49,05	57,31	55,81	54,87	54,44	53,90
TiO ₂	He обн.	0,01	0,05	0,12	0,26	0,14	0,17	0,39	0,23
Al ₂ O ₃	0,52	0,81	3,00	18,43	13,87	13,95	12,55	14,35	12,90
FeO _{общ}	8,87	9,83	10,43	7,74	6,50	7,51	8,27	10,35	9,09
MnO	0,13	0,15	0,24	0,13	0,12	0,12	0,16	0,18	0,17
MgO	46,19	38,50	22,79	7,16	7,09	8,83	10,21	6,24	9,26
CaO	0,42	3,71	8,98	12,54	6,74	9,60	7,12	5,35	7,38
Na ₂ O	0,03	0,01	0,12	1,16	3,71	3,30	3,05	4,37	2,90
K ₂ O	0,02	0,02	0,02	0,05	0,56	0,10	0,27	0,12	0,17
n	3	5	5	5	3	2	6	11	
Li	4,0	1,8	1,4	3,2	1,6	2,2	2,30	3,60	2,70
Rb	1,4	0,75	0,56	0,70	4,6	1,2	2,20	1,77	1,74
Ba	15	17	13	19	9	22	34	38	33
Sr	6	10	10	19	82	38	64	64	60
Ti	9	79	368	630	1312	1512	920	2346	1261
Cr	3760	3300	1475	183	405	234	750	249	555
Ni	1800	1200	520	187	120	125	150	75	118
V	41	86	157	181	172	91	220	208	202
Co	172	144	134	64	51	43	68	31	61
Cu	11	14	35	41	26	17	20	104	55
Sc	5,8	24,1	85	46	55	56	56	64	60
n	5	8	6	7	4	4	6	12	
K/Rb	93	187	231	614	1000	700	1000	565	805
Rb/Sr	0,233	0,75	0,056	0,037	0,056	0,054	0,034	0,020	0,029
Cr/Ni	2,10	2,75	2,83	0,93	3,37	1,87	5,00	3,30	4,70

* Составы пересчитаны на сухую породу.

В хр. Хантайшир офиолиты включают (снизу вверх): гипербазиты, расслоенную серию, дайковую серию, подушечные лавы, кремнистые осадки (рис. 3). Офиолиты перекрыты кембрийскими археоциатовыми известняками с конгломератами в основании. Ясно, что офиолиты принадлежат к позднему докембрию, скорее всего к венду.

Гипербазиты повсеместно слагают основание офиолитового комплекса. Они представлены аподунитовыми и апогарцбургитовыми серпентинитами, подвергшимися значительной деформации. Выделено по крайней мере три фазы деформаций: первая, с которой связано скалывание пород без их перемещения (к ней относится пронизывающая серпентинизация); вторая, в ходе которой происходило смещение крупных пластин гипербазитов друг относительно друга с появлением обильных трещин и вторичных гидротермальных изменений пород; третья проявлена в зонах разломов и надвигов, где гипербазиты превратились в серпентинитовые сланцы. Гипербазитам свойственна обильная вкрапленность хромита. Мощность гипербазитового слоя не менее 5 км. По химическому составу гипербазиты однообразны [2]. Нижние горизонты содержат в среднем 65% нормативного оливина и 30% гиперстена, в верхних горизонтах количества оливина и гиперстена примерно одинаковы. В геохимическом отношении (табл. 1) породы почти неотличимы от альпинотипных гипербазитов, только хантайширские гипербазиты обеднены титаном (9 г/т

в гипербазитах низов разреза, 79 г/т в верхах разреза по сравнению с 300 г/т в альпинотипных гипербазитах).

Гипсометрически и стратиграфически выше гипербазитов залегает расслоенная серия. В большинстве обнажений она представлена двумя членами: пироксенитами и габбро. Наиболее полный разрез расслоенной серии изучен на южном контакте Наранского массива вблизи дороги Гоби-Алтай — Бэгэр [7]. Здесь на расстоянии 1300 м наблюдается непрерывный разрез расслоенной серии. Он состоит из семи пачек; по мере движения к югу гарцбургиты постепенно сменяются пироксенитами и затем габбро. В каждой пачке выделяются преобладающие породы, или матрица, внутри которой заключены породы более кислого состава. Первая пачка (мощность 90 м) сложена гарцбургитами с редкими слоями вебстеритов. Вторая пачка (мощность 220 м) — перидотит-вебстеритовая — отличается от нижней увеличением количества и мощности вебстеритовых слоев, составляющих в сумме 40—45% ее объема. Третья пачка (мощность 145 м) сложена вебстеритами, характеризуется тонкой (0,1—1,5 см) расслоенностью, обусловленной различием слоев по зернистости и по соотношению ромбического и моноклинного пироксенов. В этой пачке появляются первые редкие слои (от нескольких сантиметров до 2 м) пироксенового габбро. Четвертая пачка (мощность 260 м) — габбро-пироксенитовая — включает переслаивающиеся пироксениты (вебстериты) и пироксеновое габбро. В пятой пачке (мощность 100 м) матрицу составляют верлиты, в которых содержатся прослои апогарцбургитовых серпентинитов и пироксенового габбро; в габбро встречаются редкие ксеноморфные зерна кварца. Шестая пачка (мощность 55 м) сложена пироксеновым габбро, в котором присутствуют линзовидные прослои и угловатые включения серпентинитов, представляющие собой либо кумулятивные обособления, либо ксенолиты. Седьмая пачка (мощностью 330 м) — апогарцбургитовыми серпентинитами, вебстеритами, верлитами и габбро. Расслоенная серия перекрывается кварц-амфиболовым габбро мощностью 170 м. В этих габбро появляются дайки диабазов и маломощные жилы плагиогранитов.

С теми или иными отклонениями близкое строение расслоенной серии можно видеть и в других обнажениях, например на Габбровой горке, расположенной в 15 км от г. Гоби-Алтай (рис. 4). Здесь четко обособляются пироксенитовый и габбровый слои (примерно по 400 м каждый), причем имеются как постепенные переходы между ними, так и жилы габбро, проникающие в пироксениты. В габбро появляются отдельные дайки диабазов и жилы плагиогранитов.

Пироксениты характеризуются выдержанным составом. Они образованы моноклинным и ромбическим пироксеном, между которым заключены отдельные сосюритизированные кристаллы плагиоклаза. Внутри пироксенов присутствуют включения оливина. Среди пироксенитов развиты крупнокристаллические пегматоидные разности. Внутренней деформации пород не наблюдается, что резко контрастирует с состоянием гипербазитов. Пироксениты отличаются от нижних гипербазитов увеличением доли кремнезема до 50%, но концентрации натрия и калия остаются очень низкими — соответственно 0,14 и 0,02% (см. табл. 1). Габбро состоит более чем на 50% из основного сильно сосюритизированного плагиоклаза и на 30—35% из ромбического и моноклинного пироксена; часто присутствуют ксеноморфные зерна кварца. Химический состав габбро обычен для такого рода пород, обращает на себя внимание лишь очень низкое содержание щелочей: $\text{Na}_2\text{O} - 1,22$, $\text{K}_2\text{O} - 0,04\%$. Характерно также низкое содержание титана как в пироксенитах, так и в габбро, составляющее соответственно 360 и 630 г/т.

В габбро появляются отдельные дайки диабазов, которые выше по разрезу слагают самостоятельную дайковую серию. Зарождение диабазов из габбро видно в целом ряде пунктов. Диабазы в зоне перехода слагают небольшие неправильной формы тела, которые имеют, с одной сто-

роны, постепенные переходы в мелкозернистые, а затем в среднезернистые габбро, а с другой — рвущие контакты с более ранними, уже застывшими порциями габбро [7]. Для зоны перехода примечательны амфиболовые габбро и жилы плагиогранитов. Плагиограниты имеют в основном гранофировую структуру и крайне низкие содержания K_2O (0,3%) и всех литофильных элементов (Rb — 4,4 г/т, Ва — 50, Sr — 70 г/т, и т. д.). В этой же зоне наблюдаются кварцевые жилки с сульфидной (медной) минерализацией, свидетельствующие о гидротермальной деятельности.

Дайковая серия сложена сильно сближенными дайками диабазов, ориентированными строго параллельно друг другу. Междайковые пространства хорошо распознаются лишь в нижней части дайковой серии. Они заполнены сильно катаклазированными породами габбрового состава, в которых повышены содержания кремнезема, калия и литофильных элементов. Среди междайковых пород иногда отмечаются пироксениты и серпентиниты. Дайки внедряются большей частью одна в другую, имея хорошо выраженные зоны закалки. Мощность дайковой серии не менее 1000 м.

Почти все дайки затронуты зеленокаменными изменениями, которые, однако, не затушевывают первичные структурные и текстурные признаки пород. Практически всегда наблюдаются остатки первичных минералов. Выделяются такие петрографические разновидности даек: афанитовые диабазы, афировые диабазы, пироксеновые диабазовые порфириты¹ и пироксен-плагиоклазовые диабазовые порфириты.

В верхах дайковой серии появляются крупноглыбовые диабазовые брекчии, связанные постепенными переходами с дайками и перекрывающими подушечными лавами. Ширина полосы брекчий меняется по простиранию от 50 до 1500 м. При переходе в брекчии диабазы даек насыщаются миндалинами, затем тело дайки разламывается на мелкие угловатые или округлые обломки, которые погружены в мелкозернистую диабазовую массу. Сами брекчии — это нагромождение обломков диабазов размером 20—25 см, составляющих до 80% объема породы, цемент представлен вариолитами, как правило сильно рассланцованными. Среди брекчий присутствуют потоки подушечных лав, отмечающие переход к сплошной лавовой толще.

Лавы в общем однообразны, представляют собой наслоение трубообразных потоков, разбитых на подушки диаметром до 1 м. В верхних частях толщи появляются лаваагломераты и прослой кремнистых сланцев. По ориентировке лавовых труб видно, что лавы подверглись интенсивной складчатости, обычны вертикальные залегания, местами лавы находятся в опрокинутом положении. Мощность лавовой толщи 1000—1500 м.

По химическому и нормативному составу диабазы из лав и даек хантайширского комплекса можно отнести к низкокальциевым и низкотитанистым кварцевым толеитам (см. табл. 1). По концентрациям большинства элементов они близки к океаническим толеитовым базальтам, а содержания калия, титана и стронция в них ниже, чем в океанических толеитах, от которых они отличаются прежде всего более высоким (в среднем около 54%) содержанием кремнезема². С островодужными толеитами их сближают высокая кремнеземистость и низкая титанистость, но диабазы хантайширского комплекса отличаются от последних повышенным количеством элементов группы железа и низким содержанием всех литофильных элементов.

Венчает разрез хантайширского офиолитового комплекса осадочная толща мощностью всего 300 м, представленная кремнистыми сланцами,

¹ По данным В. В. Кешежинскас, среди пироксеновых порфиритов присутствуют породы марианит-бонинитовой серии. Об этом же говорят и данные табл. 1. (Прим. отв. редактора).

² В них наблюдаются, как отмечалось, переходы к породам марианит-бонинитовой серии, отличающиеся еще более высоким содержанием SiO_2 (до 57%) при высоком содержании MgO (10% и более), Sr, Ni, пониженном — Al_2O_3 и CaO.

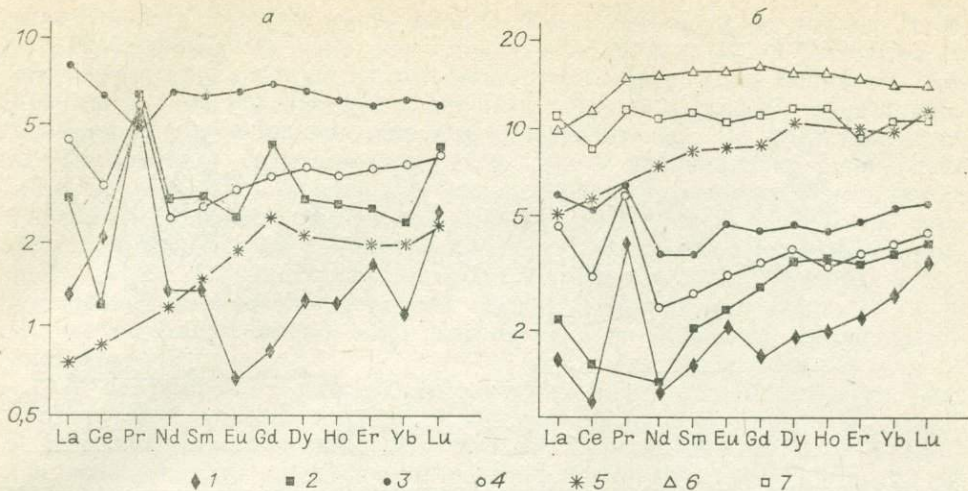


Рис. 5. Графики нормированных по хондриту содержаний РЗЭ для интрузивных (а) и диабазовых (б) пород хантайшского офиолитового комплекса.

а: 1—пироксениты; 2—габбро; 3—амфиболовое (междайковое) габбро; 4—родоначальная магма хантайшского комплекса [8]; 5—габбро троодосского офиолитового комплекса. б: 1—дайки в габбро; 2—параллельные дайки; 3—подушечные лавы; 4—родоначальная магма хантайшского комплекса; 5, 6—средние составы базальтов срединно-океанических хребтов; 7—толеитовые базальты островных дуг.

в том числе яшмами, с тонкими прослоями граувакк турбидитного происхождения.

Особенности распределения редкоземельных элементов в породах хантайшского комплекса хорошо видны на графиках нормированных концентраций (рис. 5). Для большинства пород отмечается незначительное увеличение нормированных концентраций по мере увеличения атомного номера РЗЭ, что свойственно и породам троодосского комплекса на Кипре. По наличию цериевого минимума, особенно характерного для диабазов, породы сопоставимы с толеитовыми базальтами островных дуг. Следует отметить празеодимиевый максимум, свойственный всем разновидностям и подчеркивающий их генетическое родство. Европиевый минимум присущ пироксенитам, практически исчезает в габбро, а в диабазах, секущих габбро, появляется максимум, который расплывается при переходе к дайкам и лавам. В целом породы хантайшского комплекса обеднены РЗЭ по сравнению с базальтами срединно-океанических хребтов и толеитовыми базальтами островных дуг [8] и обладают признаками, переходными к марианит-бонинитовой серии (по данным В. В. Кепежинскас).

Первичные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, рассчитанные исходя из возраста офиолитов 600 млн. лет, для большинства пород хантайшского комплекса находятся в интервале 0,706—0,707 [12]. Минимальное значение (0,7034) отмечено в пироксеновом габбро. Гипербазиты имеют высокие значения — до 0,7124. В породах троодосского комплекса, имеющего сходный разрез, это отношение меняется от 0,7038 до 0,7058 [16]. Высокое отношение изотопов стронция в гипербазитах не является чем-то необычным, оно свойственно, как известно, всем альпинотипным гипербазитами и гипербазитами океанов [14, 15]. Повышенные изотопные отношения в других породах хантайшского комплекса объясняются Г. С. Плюсиным и его соавторами [12] контаминацией пород морской водой при зеленокаменном метаморфизме.

Материалы по хантайшским офиолитам позволили Л. П. Зоненшайну и М. И. Кузьмину [2] сделать вывод о том, что все породы комплекса, кроме гипербазитов, сформировались за счет дифференциации единого магматического очага. Гипербазиты оторваны от остальных частей разреза как структурно, так и петрологически и представляли собой ту вмещающую среду, в которой скапливался расплав. В соответствии со

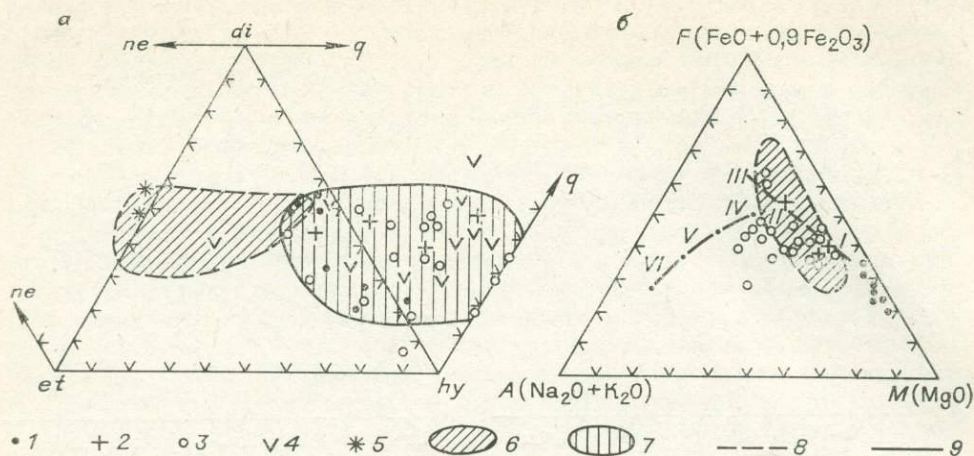


Рис. 6. Диаграммы нормативных составов (с пересчетом железа на закисное) (а), АФМ для пород хантайширского комплекса (б).

1 — пироксениты; 2 — габбро; 3 — диабазы даек и подушечных лав; 4 — средние составы вулканических пород островных дуг; 5 — диабазы дзюленского офиолитового комплекса Монголии; 6, 7 — поля базальтов срединно-океанических хребтов (6), вулканигов островных дуг (7); 8, 9 — линии дифференциации пород толеитовой (8) и известково-щелочной (9) серий. Римскими цифрами обозначены средние составы пород толеитовой (I—III) и известково-щелочной (IV—VI) серий.

схемой, предложенной названными исследователями, расслоенная серия — это кумуляты, отложившиеся на дне магматической камеры; амфиболовое габбро возникало в верхних частях очага за счет наращивания кровли камеры, а дайки и лавы питались из центра камеры из остаточного расплава.

Петрохимические и геохимические данные говорят о том, что офиолиты хантайширского комплекса отвечают либо океанической коре между-дуговых бассейнов, либо формировались в подложье островных дуг. Мы отдаем предпочтение первому варианту, поскольку офиолиты перекрыты глубоководными осадками, а не островодужными сериями. В пользу второго варианта свидетельствует наличие марианит-бонинитовой серии.

На ряде петрохимических диаграмм магматические породы комплекса четко разделяются на две большие группы, каждой из которых свойственна своя тенденция дифференциации [21]. Породы первой группы — расслоенной серии (пироксениты и габбро) — на диаграмме АФМ имеют толеитовый тренд дифференциации (рис. 6), породы второй — диабазы даек и лав — известково-щелочной. Диабазы по соотношениям нормативных минералов попадают в поле пород островных дуг (см. рис. 6, а). Однако от островодужных вулканигов диабазы хантайширского комплекса отличаются значительно более высокими (почти на порядок) содержаниями элементов группы железа.

Первичную палеогеографию венда — раннего кембрия района хр. Хантайшир можно представить следующим образом. Южнее хантайширского офиолитового комплекса выходят мощные вулканиги уланшандинской свиты, которые можно трактовать как остатки прежней островной дуги. Распространенные еще южнее сланцевые толщи хуройской свиты, по-видимому, отвечают выполнению глубоководного желоба. Таким образом, хантайширские офиолиты отвечают крайнему океаническому бассейну, располагавшемуся между островной дугой и северным континентом на месте Цаган-Оломской зоны.

Баянхонгорский комплекс (см. рис. 1) приурочен к одноименной зоне разломов северо-западного простирания, отделяющей Байдарикское поднятие от Хангайского синклиория. Байдарикское поднятие — фрагмент дорифейской континентальной коры — сложено нижнепротерозойскими метаморфическими толщами, перекрытыми мелководными ордовикскими, силурийскими и девонскими морскими отложениями. Хангайский синклиорий выполнен палеозойскими морскими терригенными

отложениями, большая часть которых имеет турбидитную природу [13].

Баянхонгорская зона разломов представляет собой чешуйчатую структуру, наклоненную на юго-запад под Байдарикское поднятие. Осевую часть зоны слагают два различных комплекса (рис. 7): венд-нижнекембрийский карбонатно-сланцевый и офиолитовый. По представлению О. Томуртоого, структура этой части зоны — типично покровная: офиолиты превращены в основном в серпентинитовый меланж и тектонически перекрывают породы карбонатно-сланцевого комплекса. Структура имеет вид сильно сжатой вытянутой на десятки километров синформы шириной 2—3 км. Офиолиты перекрываются в бассейнах рек Туин-гол и Буридуин-гол карбонатно-сланцевой толщей с онколитами венда. В таком случае офиолиты имеют здесь довендский, по-видимому, верхнерифейский возраст.

В вертикальном разрезе офиолитовых пластин можно выделить две структурные единицы: нижнюю и верхнюю. К нижней относятся ультрамафические и мафические метаморфиты, образующие местами меланж (см. рис. 7). Они представлены рассланцованными серпентинитами, полосчатыми флазер-габбро, амфиболитами и меланократовыми амфиболовыми сланцами. Серпентиниты проникают в габброиды в виде отдельных выжимок. Мощность метаморфической единицы составляет 300—500 м. Ее можно рассматривать как полосу метаморфических пород в основании офиолитового аллохтона, образовавшуюся в подошве двивавшейся разогретой офиолитовой пластины. Верхняя структурная единица состоит из слабометаморфизованных отчетливо стратифицированных офиолитов.

Основание разреза сложено рассланцованными и сильно перемятыми серпентинитами и серпентинитовыми сланцами, которые служат матрицей меланжа и проникают в вышележащий разрез, образуя разветвленную сеть беспорядочно ориентированных выжимок.

Выше располагается расслоенная серия. Наиболее полный ее разрез описан в районе р. Буридуин-гол, в 14 км к юго-западу от г. Баянхонгор. Она состоит из расслоенных ультраосновных пород внизу и расслоенных габбро вверху. Расслоенные ультраосновные породы видимой мощностью 250—270 м представлены незакономерным переслаиванием клинопироксенитов, верлитов, гарцбургитов и дунитов. Мощность слоев варьирует от 2 до 40 м. Характерно присутствие родингитовых линз. Расслоенные габбро начинаются с крупнокристаллических клинопироксенитов и габбропироксенитов пегматоидного сложения, которые переходят в крупнокристаллические и пегматоидные габбро с редкими слоями пироксенитов. В верхах габбро появляются жилы плагиоклазитов. По всему разрезу встречаются пересекающиеся диабазовые дайки, которые местами образуют вместе с габброидами магматические брекчии [10]. Мощность расслоенного габбро около 500 м.

К западу от р. Буридуин-гол, в районе р. Ульдзейтуин-гол, разрез расслоенной серии меняется за счет уменьшения ультраосновных пород и появления резко порфиroidных разновидностей габбро с крупными кристаллами плагиоклаза размером до 3 см. Они непосредственно переходят в параллельные дайки с теми же крупными вкрапленниками плагиоклаза.

На левобережье р. Ульдзейтуин-гол, в урочище Алтан-Ам, вскрыт единый разрез от габбро до подушечных лав. Разрез дайковой серии делится на две неравные части, из которых нижняя мощностью 100—150 м отличается от верхней присутствием междайковых габброидов. Кроме габбро, в междайковых пространствах заключены плагиограниты, секущие габбро. Остальная часть дайковой серии мощностью не менее 1000 м образована одними параллельными дайками толщиной от 0,1 до 2—3 м и хорошо вырженными зонами закалки.

Как и в Хантайшири, между дайками и лавами развит промежуточный слой эруптивных брекчий. Лавы представлены трубообразными потоками, между которыми местами сохранились пелитоморфные известняки. Среди лав присутствуют такие же крупнопорфиroidные разности, как в дайках и габбро.

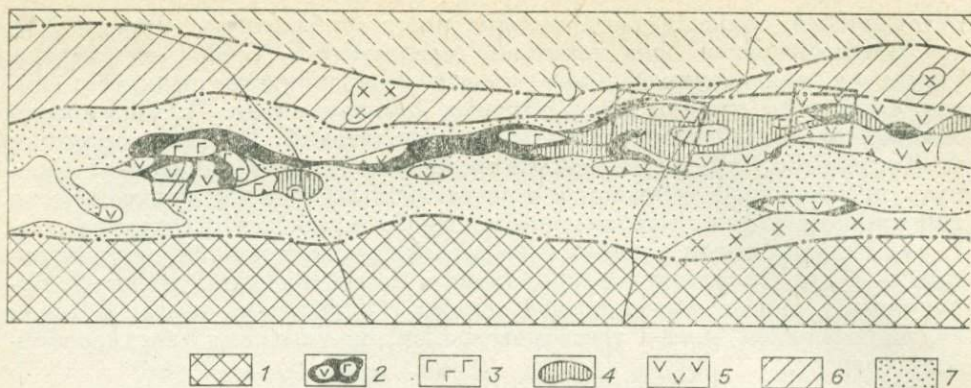


Рис. 7. Геологическая схема Байанхонгорской зоны (составили О. Томуртоого и Б. Жамба).

1 — дорифейские образования; 2 — серпентинитовый меланж; 3 — породы расслоенной серии; 4 — дайковая серия; 5 — подушечные лавы; 6 — амфиболовые и зеленые сланцы позднего рифея; 7 — карбонатно-вулканогенно-сланцевые образования венда — нижнего кембрия; 8 — метаморфизованные терригенные толщи нижнего палеозоя; 9 — раннепалеозойские гранитоиды; 10 — континентальные терригенные отложения мезозоя и кайнозоя; 11 — крупнейшие разломы; 12 — контуры тектонических покровов; 13 — участки детальных работ.

В целом дайки и лавы байанхонгорского комплекса состоят из двух разновидностей: афировых и плагипорфировых диабазов. В дайках плагипорфировые разности обычно более ранние, чем афировые [6]. Большая часть пород офиолитового комплекса на диаграмме АФМ (рис. 8) имеет типично толеитовый тренд дифференциации. Малая часть, относящаяся к плагипорфировым разностям, обнаруживает смещение в сторону щелочного угла треугольника, т. е. для нее видна известково-щелочная тенденция дифференциации [2]. Для всех пород характерны достаточно низкие содержания всех литофильных элементов и высокие концентрации элементов группы железа (табл. 2), что свойственно породам океана. Плагипорфировые разности отличаются по составу, они обогащены по сравнению с афировыми глиноземом, окисью кальция, литофильными редкими элементами (рубидием, барием, стронцием) и обеднены магнием. По этим характеристикам они приближаются к известково-щелочным породам островных дуг, но отличаются от них высоким содержанием элементов группы железа. Вместе с тем зоны закалок в плагипорфировых дайках имеют сходный с зонами закалок афировых даек состав, хотя и отличаются по содержанию циркония, кальция, никеля. Сходство состава, тем не менее, свидетельствует о генетическом родстве двух главных разновидностей диабазов.

Учитывая широкое распространение крупнопорфировых разностей, можно утверждать, что в магматической камере существовали ус-

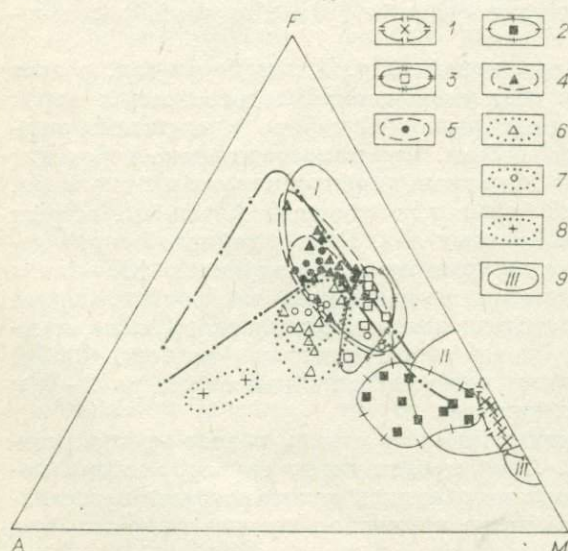
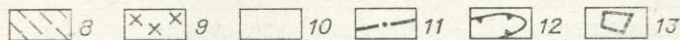
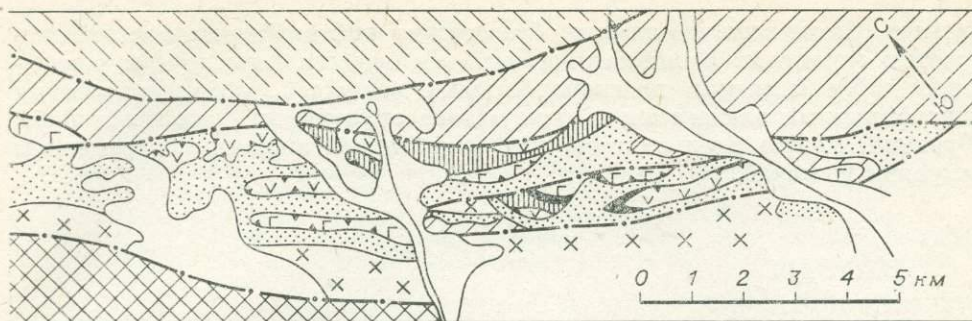


Рис. 8. Диаграмма АФМ для офиолитов байанхонгорского комплекса.

1' — гипербазиты; 2 — кумулятивные габбро; 3 — габбро; 4, 5 — афировые диабазы даек (4) и лав (5); 6, 7 — плагипорфировые диабазы даек (6) и лав (7); 8 — плагноклазиты; 9 — поля составов.

I — поле океанических базальтов; II, III — поля составов пород офиолитовых комплексов [по Кюльману, 1979] основных (II) и ультраосновных (III) кумулятов.



ловия для спокойной кристаллизационной дифференциации, что возможно только при малой скорости спрединга, когда магматический расплав мог отставаться в камере. В результате наряду с осаждением кумулятивной расслоенной серии на дно камеры происходило скопление легких кристаллов плагиоклаза вблизи кровли очага. Из-за этого верхняя часть очага обогащалась литофильными элементами. При раскрытии трещин в рифтовой зоне первыми происходили излияния плагиопорфировых разностей, и лишь затем поступал материал из нижних частей магматической камеры, более основной по составу.

В настоящее время трудно предложить обоснованную палеотектоническую интерпретацию офиолитов баянхонгорского комплекса. О. Томуртоого [4] считает, что офиолиты были перемещены с севера, т. е. в этом случае они отвечают океаническому ложу бассейна, на месте которого потом возникла Хангайская зона. Однако природа этого бассейна

Таблица 2

Средний химический состав (%) и средние содержания редких элементов (г/т) в породах баянхонгорского комплекса

Компонент	Габро ин- зов комплек- са	Верхнее Габро	Дайки пла- гиофировых долеритов	Зоны закал- ки плагио- фировых до- леритов	Дайки афи- ровых доле- ритов	Зоны закал- ки даек афи- ровых доле- ритов	Лавы базаль- тов		Среднее толцитов	
	2**						7	6	2	7
SiO ₂	46,0	48,42	46,84	47,63	48,84	47,42	48,07	48,14	49,46	51,13
TiO ₂	0,15	0,93	0,78	2,01	1,84	2,32	0,85	1,66	1,40	0,98
Al ₂ O ₃	21,0	15,84	21,45	14,55	14,52	13,10	20,70	14,98	15,70	19,77
Fe ₂ O ₃	3,62	9,20	6,68	13,38	12,16	11,26	6,28	10,31	11,37	9,46
MnO	0,07	0,14	0,11	0,15	0,18	0,15	0,10	0,15	0,18	0,18
MgO	8,41	7,96	4,65	6,14	6,55	9,20	4,73	5,90	7,71	3,92
CaO	13,54	12,28	12,20	9,75	9,64	11,04	12,32	10,48	11,28	11,09
Na ₂ O	1,68	2,53	2,80	3,10	3,00	2,64	2,50	3,40	2,65	3,00
K ₂ O	0,20	0,20	0,76	0,11	0,25	0,21	0,72	0,66	0,41	0,36
P ₂ O ₅	0,01	0,03	0,12	0,32	0,18	0,30	0,20	0,18	0,15	0,40
П. п. п.	2,58	2,38	4,43	3,67	2,80	2,27	5,01	4,20	0,20	
Li	3	6,6	5,5	2	4,7	7	8,2	7,0	7,0	
Rb	7,5	2,7	13,2	2,1	4,8	1,6	10,9	13,1	0,8	5
Ba	35	91	150	42	71	83	155	195	20	126
Sr	160	239	215	255	165	220	240	222	130	290
Be	0,25	0,44	0,2	0,72	0,70	1,2	0,3	0,6		
Sn	1,3	2,2	2,2	3,2	2,4	2,7	1,8	2,7		
Zr	51	69	57	120	90	83	70	92		
Cr	578	108	148	106	125	450	187	240	280	17
Ni	166	104	64	67	81	200	62	80	120	11
Co	32	48	28	38	40	45	24	39	60	
V	108	230	164	220	294	260	163	255	290	235

* По данным Б. Г. Лутца.
** 2-14 — число анализов.

неясна, кроме того что он был образован из рифтовой зоны с малой скоростью спрединга. Принимая во внимание известково-щелочную тенденцию дифференциации плагиопорфировых разностей, обогащенность их литофильными элементами и присутствие эруптивных, газонасыщенных брекчий, можно предполагать, что бассейн был аналогом современных окраинных морей.

ВЫВОДЫ

Оба рассмотренных офиолитовых комплекса Западной Монголии, хантайширский и баянхонгорский, — типичные представители офиолитов [5]. Они имеют много общего с породами современной океанической коры, несмотря на то что их возраст не меньше 600 млн. лет. Все данные говорят за то, что оба офиолитовых комплекса возникли в условиях растяжения, спрединга океанической коры. Наглядным свидетельством тому могут служить широко развитые серии параллельных даек.

Основные отличия офиолитов Западной Монголии от коры открытых океанов состоят в следующем: наличие пород с известково-щелочной тенденцией дифференциации; пород с высокими содержаниями кремнезема и (иногда) литофильных редких элементов; эруптивных брекчий, указывающих на высокую газонасыщенность магмы, что не свойственно сухим магмам срединно-океанических хребтов современных океанов. Эти отличия легко объяснить, если предположить, что офиолиты Западной Монголии образовались в тылу островных дуг за счет так называемого тыловодужного спрединга, подобного тому, который предполагается в тылу современных дуг, Марианской и Тонга — Кермадек. В этом случае магматические расплавы в осях тыловодужного спрединга обогащаются веществом и летучими, поднимающимися от зоны Бенъофа в результате дегидратации и переработки погружающейся океанической пластины.

Такая интерпретация указывает на аналогию окраины Азиатского палеоокеана в конце докембрия с современной западной окраиной Тихого океана. По всей видимости, вблизи края Сибирской платформы существовала система островных дуг и окраинных морей с корой океанического типа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоненшайн Л. П. Офиолиты Монголии. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 26—34.
2. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблемы офиолитов. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
3. Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
4. Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Путеводитель к полевым геологическим маршрутам по территории МНР. Рабочие группы 2.1 и 2.2. Улап-Батор, 1979. 46 с.
5. Колман Р. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
6. Коптева В. В., Кузьмин М. И., Томуртоого О. Строение верхней части разреза офиолитов (на примере Баянхонгорской зоны Монголии). — Геотектоника, 1984, № 3, с. 172—184.
7. Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П., Томуртоого О., Баранов Б. В. Положение ультраосновных и основных расслоенных пород и дайковой серии в офиолитовых разрезах Монголии. — Геол. и геофиз., 1983, № 4, с. 15—24.
8. Кузьмин М. И., Конусова В. П. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хантайширского офиолитового комплекса (Западная Монголия). — В кн.: Геохимия редкоземельных элементов в эндогенных процессах. Новосибирск: Наука, 1982, с. 124—135.
9. Леснов Ф. П. О базит-гипербазитовых ассоциациях Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 156—157.
10. Перфильев А. С., Херасков Н. Н. Дайковые комплексы и проблемы расслоенности океанической коры. — В кн.: Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980, с. 64—105.

11. Пинус Г. В., Леснов Ф. П., Агафонов Л. В., Баярху Ж. Альпинотипные гипербазиты Монголии и их металлогения.— В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 145—155.
12. Плюснин Г. С., Кузьмин М. И., Сандимирова Г. П., Зоненшайн Л. П. Изотопы стронция в породах хантайшского офиолитового комплекса (Западная Монголия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 36—45.
13. Филиппова И. Б. Хангайский синклиорий, основные черты строения и развития.— Геотектоника, 1969, № 5, с. 51—70.
14. Фор Г., Пауэлл Д. Изотопы стронция в геологии. М.: Мир, 1974. 214 с.
15. Bonatti E., Honnorez J., Ferrara G. Equatorial Mid-Atlantic Ridge: Petrological and Sr-isotope evidence for an alpinotype rocks assemblage.— Earth Planet. Sci. Lett., 1970, v. 9, p. 247—256.
16. Peterman Z. E., Coleman R. G., Hildreth R. A. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in mafic rocks of Troodos massif, Cyprus.— U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1971, N 750-D, p. 157—161.

*К. Б. Кепежинская, В. В. Кепежинская,
Дондовын Томурхуу, Д. Доржнамжаа*

РИФЕЙСКО-НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ

В Северной Монголии широко распространены образования древних офиолитовых ассоциаций, геологическое положение которых трактуется неоднозначно [7, 9, 15]. В результате проведенных нами исследований вулканогенно-осадочной части разреза офиолитов, их сложных взаимоотношений с породами дорифейского метаморфического фундамента и фанерозойскими образованиями удалось установить особенности строения и разреза офиолитовых ассоциаций и их сходство с типичными офиолитами.

Офиолиты Северной Монголии расположены в трех структурно-формационных зонах рифейского и каледонского возраста: Озерной зоны (хр. Хан-Хухэй), Западного (район р. Шишхид-гол) и Восточного Прихубсугуля, включающего большую часть Джидинской зоны, протянувшуюся в МНР из Западного Забайкалья. В геологическом строении этой территории принимают участие три разновозрастных комплекса пород, отвечающих трем стадиям развития региона: докембрийские комплексы этапа формирования континентальной коры, ранее(?)—среднерифейский комплекс промежуточной стадии деструкции этой континентальной коры и позднерифейские — нижнекембрийские комплексы океанической стадии.

Определение возраста древнейших докембрийских толщ первого структурно-вещественного комплекса базируется в основном на сопоставлении их с толщами смежных территорий [2, 3, 5, 6, 8, 10, 11]. Верхняя граница определяется палеонтологически охарактеризованными толщами второго структурно-вещественного комплекса. Последний в ряде мест содержит остатки микрофитоцитов (онколиты, катаграфии) и строматолиты рифея, он достаточно четко обособляется по формационному составу и особенностям метаморфизма и соответствует нижне-среднерифейскому нарыньскому уровню. В основании его повсеместно устанавливается стратиграфическое, структурное и метаморфическое несогласие. В ряде мест он тектонически перекрыт мафит-ультрамафитовыми, metabазальтовыми и граувакково-андезитовыми толщами третьего структурно-вещественного комплекса, возраст которого на основании геологических взаимоотношений, микропалеофитологических данных, остатков фауны археоциат, гастропод и единичных геохронологических датировок определяется от R_3 до $V - \epsilon_1$ включительно. Они образуют определенную последовательность рифей-нижнекембрийского разреза, фациально неустойчивого и варьирующего по формационному составу.

К этому временному уровню относятся и специфические офиолитовые формации, представленные толщами зеленокаменных подушечных лав, метавулканитов основного и среднего состава, местами с комплексами параллельных даек, массивами ультрамафитов и расслоенных габброидов и ассоциирующими с ними нередко глубоководными карбонатно-кремнистыми отложениями. Следует отметить, что к офиолитам мы относим как пространственно совмещенные, так и пространственно разобщенные в пределах одной структурно-тектонической зоны члены классической офиолитовой триады с ассоциирующими осадками, находящиеся, как правило, в тектонических взаимоотношениях друг с другом и надвинутые на дорифейский континентальный фундамент.

За исключением редких находок акритархий ϵ_1 в терригенных прослоях среди metabазальтов хр. Хан-Хухэй [14], мы имеем дело с палеонтологически охарактеризованными осадочными толщами V — ϵ_1 или ϵ_1 , перекрывающими офиолиты. Так, в Джидинской зоне Восточного Прихубсугуля в среднем течении р. Эгийн-гол в прослоях рифогенных известняков граувакковой толщи, тектонически перекрывающей подушечные лавы, но образовавшейся за счет размыва metabазальтов, известны остатки скелетной фауны археоциат и эпифитоновой флоры ϵ_1 [2, 9]. На Хиргиснурском участке предгорьев Хан-Хухэй офиолитовые базальтовые подушечные лавы перекрыты кремнисто-карбонатной (1500 м), а затем терригенно-карбонатно-андезитовой (3000 м) толщами; в верхах последней установлены брахиоподы ϵ_1 [9]. Аналогичные данные по Хантайширскому и Баянхонгорскому поясам приведены в статье Л. П. Зоненшайна и соавторов (см. наст. сборник).

Таким образом, формирование изверженных пород собственно офиолитовых комплексов, залегающих в основании мощных (до 2—5 км) венд-нижнекембрийских осадочных толщ, местами содержащих продукты размыва офиолитов, датируется как поздний рифей — венд. В составе этих осадочных толщ присутствуют островодужные известково-щелочные серии вулканитов, а также олистостромовые формации, характеризующие этап тектонического сжатия в конце раннего кембрия.

РАЗРЕЗ ОФИОЛИТОВ И ГЛАВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Нижняя мафит-ультрамафитовая часть разреза воссозданной последовательности пород офиолитовой ассоциации Северной Монголии состоит из трех частей и сложена гипербазитами, габброидами и породами полосчатого комплекса переходных зон.

Ультрамафиты представлены различными по размерам разобщенными пластинообразными телами гипербазитов, часто ассоциирующими с габброидами и группирующимися вдоль зон крупных тектонических нарушений, где выделяются в гипербазитовые пояса [16] или рассматриваются как составная часть зон серпентинитового меланжа отдельных тектонических пластин [9]. Таковы Хан-Хухэйский гипербазитовый пояс (Джаргалантауский массив и др.) на западе рассматриваемой территории, Прихубсугульско-Сангиленский в Западном Прихубсугулье (Шишхидгольский массив и др.), а также цепочки ультрамафит-мафитовых тел вдоль Армакгольской системы разломов, ограничивающих с севера Джидинскую зону в Восточном Прихубсугулье и проходящих вдоль тектонических нарушений во внутренних частях этой зоны (Эгийнгольский, Армакгольский, Барунбаянский массивы и др.).

Варьируя по площади от 10 до 200 км², ультрамафиты представлены морфологически однотипными линейными пластинообразными телами, которые повсеместно имеют тектонические контакты с окружающими породами, сопровождающимися зонами катаклаза, расщелачивания, серпентинитового меланжа. Они ассоциируют с габброидами, зеленокаменными metabазальтами часто подушечного сложения, зеленосланцевыми метаосадочными, вулканогенно-осадочными и граувакково-андезито-ту-

фогенными толщами $R_3 - E_1$. Чаще всего ультрамафиты располагаются на границе метаморфид дорифейского основания или образований нарынско-среднерифейского уровня с породами третьего структурно-вещественного комплекса $R_3 - E_1$, маркируя разделяющие их тектонические поверхности надвигового типа. Существует альтернативная точка зрения, согласно которой их рассматривают как протрузии. В более редких случаях (мелкие тела вокруг Эгийгольского массива) ультрамафиты представляют остатки кровли на прорывающих их гранитоидных плутонах нижнего палеозоя и девона.

Все ультрамафиты интенсивно метаморфизованы и превращены в серпентиниты, так что первичные породы сохраняются лишь в крупных массивах. По этим реликтам устанавливается, что они сложены главным образом серпентинизированными дунитами, реже гарцбургитами и еще реже лерцолитами. Исключение представляет Эгийгольский массив Джидинской зоны, где соотношения обратные и преобладают апогарцбургитовые серпентиниты.

С ультрамафитами связаны многочисленные зоны хризотил-асбестовой минерализации, появление тальков, нефрита и хромитовых руд.

Габброиды пространственно примыкают к ультрамафитам и вместе с ними слагают нижнюю часть разреза офиолитовой последовательности. Они образуют линейно вытянутые пластинообразные тела, сильно варьирующие по размерам, приуроченные к периферии гипербазитовых массивов, с которыми имеют тектонические контакты. Тем не менее на основании находок ксенолитов серпентинитов в габброидах Шишхидгольского массива и единичных наблюдений, устанавливающих наличие даек габбро в ультрабазитах, взаимоотношения между ними трактуются как интрузивные. В строении габброидных массивов участвуют породы, включающие ряд габбро — габбро-диориты — диориты. Преобладающей разновидностью являются габбро-нориты. Кроме того, местами отмечаются оливинсодержащие роговообманковые габброиды и габбро-пегматиты.

Полосчатый комплекс выделен в качестве комплекса переходных зон и в Восточном Прихубсугулье редок, в частности, отсутствует в разрезе офиолитов крупного Эгийгольского массива. Вместе с тем породы переходных зон небольшой мощности (десятки метров) установлены для Армакгольского мафит-ультрамафитового разреза офиолитов и особенно широко развиты в Шишхидгольском массиве, где достигают мощности 2 км [16].

Полосчатый комплекс обычно фиксируется в зоне тектонических контактов гипербазитов и габброидов, подчеркивая его первично-полосчатое строение, обусловленное сложным чередованием линейных линзообразных тел, субпараллельных жильных и дайкообразных залежей, сложенных дунитами, верлитами и пироксенитами, среди которых установлены вебстериты, энстатиты, дионсидиты и их плагиоклазсодержащие разновидности. Выделившие его исследователи [16] считают, что происхождение пород комплекса контактово-реакционное.

Верхняя часть офиолитового разреза представлена шаровыми и массивными лавами преимущественно основного состава и перекрывающими их осадочными и вулканогенно-осадочными толщами. Они находятся в аллохтонном залегании в виде тектонических пластин, пространственно тесно ассоциирующихся с телами ультрамафит-мафитов. В отдельных пластинах они нередко контактируют по тектоническим поверхностям либо с расслоенными габброидами, либо непосредственно с интенсивно серпентинизированными гипербазитами. Строение пластин индивидуальное, а состав образующих их лав варьирует в разных структурных зонах Северной Монголии, а также в различных пластинах одной и той же зоны.

В южных предгорьях хр. Хан-Хухэй «нижние» лавы собственно офиолитового комплекса представлены низкокальциевыми толеитовыми базальтами с повышенной железистостью и титанистостью, которые сопоставляются с базальтовым слоем океанической коры [9]. Базальты нередко со-

храняют подушечную структуру и содержат прослой ленточных слоистых кремней, реже известняков.

К верхам офиолитового разреза, видимо, следует относить и толщу metabазальтов с подчиненными метаандезитами и метадацитами, отмеченными в Западном Прихубсугулье в ассоциации с ультрамафитами Шихидгольского массива [13].

Нами детально изучены вулканогенные части офиолитовой ассоциации Джидинской зоны Восточного Прихубсугулья на трех участках.

На первом участке в среднем течении р. Эгийн-гол к северу от сомона Эрдэни-Булган (гора Нар-Мандал-Обо) структурно разобщенные фрагменты существенно лавовой толщи залегают в виде тектонических клиньев и пластин (ширина выхода от 30 м до 2 км, протяженность от 1 до 5 км) между отдельными линейными пластинообразными телами серпентинитов Барунбаянского массива по обе стороны р. Эгийн-гол. Один из таких тонких покровов (мощность 50 м) на левом берегу реки сложен базальтовыми коматинитами [9] или высокомагнезиальными базальтами [15]. Другой более мощный тектонический покров р. Шивертайн (ширина выхода 2 км), расположенный непосредственно к северо-западу, по нашим данным, сложен явно стратифицированной толщей массивных и шаровых толеитовых базальтов. Более южный третий тектонический клин мощностью около 30 м состоит из серии лав марианит-бонинитового состава, часто брекчированных с образованием однородных по составу лавовых брекчий, представляющих, скорее всего, подошву или взломанную корку лавовых потоков. Подобное чередование серпентинитовых и габброидных линейных тел Барунбаянского массива с лавовыми тектоническими пластинами разного состава (магнезиальные базальты, толеитовые базальты, марианит-бониниты) однозначно указывает на чешуйчато-покровную природу разных частей офиолитового разреза. Первоначальное расположение охарактеризованных лавовых толщ в офиолитовом разрезе, по-видимому, определялось последовательностью: высокомагнезиальные базальты — толеитовые базальты — марианит-бонинитовые лавы с возможными прослоями граувакк и кремнистых пород сверху. Базальты и ультрамафиты прорваны дайками высокоглиноземистых железистых базальтов и андезитобазальтов, иногда сильно карбонатизированных.

Второй участок (бассейн р. Алаг-Цари-гол). Здесь лавовая толща мощностью до 1,5 км участвует в строении интенсивно дислоцированного покрова площадью около 500 км², надвинутого на северо-востоке на гранитоиднейсовый купол дорифейского фундамента, а в юго-западной части близ пос. Хадхал также по тектонической поверхности контактирующего с терригенно-карбонатными отложениями дархатской и хубсугульской серий. Его внутреннее строение осложнено складчатыми дислокациями с преобладающим северо-восточным простиранием осей складок, запрокинутых в сторону надвига на контакте с метаморфитами автохтонного основания. В юго-восточной части пластины лавы ассоциируют с расслоенными габброидами, содержащими линзы амфиболитованных и в отдельных зонах превращенных в габбро-амфиболиты пироксенитов.

Лавовая толща представлена рассланцованными, в зонах тектонических контактов метаморфизованными до стадии зеленых сланцев породами, в отдельных пачках обнаруживающими шаровую структуру в виде смятых и развальцованных лавовых подушек зонального строения. В низах толщи преобладают толеитовые базальтовые пиллоу-лавы с линзами и протяженными горизонтами известняков мощностью до 30 м, а также прослоями (1—2 м) тонкополосчатых пестроокрашенных кремней. Вверху появляются пачки андезитов и андезиодацитов. В синтетическом разрезе офиолитовых вулкаников Восточного Прихубсугулья эта мощная относительно слабо дифференцированная серия подушечных толеитовых лав, по-видимому, располагается выше магнезиальных базальтов р. Эгийн-гол и местами надстраивается марианит-бонинитовой вулканической серий.

На третьем участке в районе слияния рек Эгийн-гол и Ури-гол к северо-востоку от сомона Эрдэни-Булган распространена толща подушечных базальтов и андезитобазальтов, приуроченных, по-видимому, к верхней части воссозданного офиолитового разреза. Пространственно они совмещены с многочисленными линейными телами ультрамафитов и вместе с последними участвуют в строении зоны Уригольского серпентинитового меланжа. Наши данные в совокупности с материалами других исследователей [9, 16] позволяют охарактеризовать ее как значительную по мощности (не менее 1,5—2 км) практически недифференцированную серию высокотитанистых, высоко- и умереннощелочных базальтов и андезитобазальтов, содержащих резко подчиненные по объему горизонты кремней и известняков. В низах разреза карбонатный материал цементирует мелкие ($d = 20-30$ см) пиллоу, но чаще присутствует в виде разных по форме и размерам (преимущественно ~ 1 м) фрагментов, скорее всего рифогенного происхождения.

Описанный разрез офиолитов перекрыт чрезвычайно изменчивыми по латерали мощными вулканогенно-осадочными толщами. Они изучались нами в трех указанных выше участках, а также в бассейне р. Уляд-гол (четвертый участок). По особенностям внутреннего строения и состава они варьируют от чисто осадочных до существенно вулканогенных. Несмотря на преимущественно тектонические контакты с офиолитовыми базальтами, относительно более высокое положение этих толщ в разрезе однозначно определяется повсеместным развитием граувакковых тонко- и грубообломочных накоплений — продуктов разрушения лавовой толщи офиолитов. Их мощность изменяется от 2—3 км по минимальным оценкам до более значительных цифр, трудно поддающихся определению из-за покровно-чешуйчатого строения. Они состоят из переменного количества граувакк, кремнистых и карбонатных отложений, туфогенных пород, углеродистых сланцев, а также вулканитов разного состава.

В районе р. Алаг-Цари-гол на побережье (второй участок) это преимущественно тонкообломочная с горизонтами метаконгломератов, метапесчаников и туффигов толща, содержащая подчиненные горизонты известняков, кремнистых пород, риолитов, кислых туфов, реже базальтов.

В среднем течении р. Эгийн-гол (первый и третий участки) на протяжении всего лишь 30—40 км характер толщ меняется от осадочных флишеидных и песчаных разрезов грауваккового состава до преимущественно тонкообломочных граувакк с кремнисто-карбонатным материалом. В составе их часто присутствуют лавовые и пирокластические образования дифференцированной андезит-дацит-риолитовой известково-щелочной серии, иногда с пачками толентовых базальтов в основании [9, 12].

Четвертый участок (бассейн р. Уляд-гол). Перекрывающая офиолиты толща сложена метабазами, метаандезитами, метадацитами и метариолитами типичной дифференцированной известково-щелочной серии видимой мощностью около 3 км, содержащей многочисленные горизонты и пачки туфовых брекчий, туфовых конгломератов и переотложенных туфов с градационной слоистостью.

Таким образом, в Восточном Прихубсугулье воссоздается типичный офиолитовый разрез, представленный такой последовательностью пород: ультрамафиты — полосчатый комплекс — габброиды — лавы преимущественно основного состава. Он перекрыт мощными вулканогенно-осадочными толщами с лавами островодужного типа. Между отдельными частями офиолитового разреза в настоящее время повсеместно наблюдаются тектонические взаимоотношения, что отмечают все исследователи Монголии. Однако природа этих контактов трактуется по-разному. С нашей точки зрения, имеется достаточно данных, свидетельствующих в пользу покровно-чешуйчатого залегания офиолитовых ассоциаций.

Помимо вполне определенных случаев картирования надвиговых границ между отдельными тектоническими пластинами (например, район р. Алаг-Цари-гол), об этом говорят следующие факты: формации вул-

канических и осадочных пород одного латерального ряда, формировавшихся в резко различных, первоначально пространственно удаленных геотектонических обстановках, пространственно сближены; все породы офиолитов (до гипербазитов включительно) рвутся калиевыми гранитами, представляющими собой продукты плавления континентальной сиалической коры; силурийские отложения поздних каледонид на юго-западе Монголии имеют более высокую степень метаморфизма по сравнению с непосредственно контактирующими с ними более древними ($R_3 - E_1$) офиолитовыми образованиями.

Не исключено также, что, помимо фактической разобщенности отдельных магматических членов классической офиолитовой триады, обусловленной покровной тектоникой, мы имеем дело и с разноэродированными частями первоначально полных офиолитовых разрезов. Об этом свидетельствует закономерная приуроченность в Восточном Прихубсугулье нижних габбро-гипербазитовых частей к ядрам гнейсово-купольных структур автохтонного фундамента, а его верхних вулканогенно-осадочных частей — к крыльям этих структур.

МИНЕРАЛОГИЯ И ПЕТРОХИМИЯ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ПОРОД

Изверженные породы офиолитовой ассоциации Северной Монголии повсеместно претерпели метаморфические изменения, которые проявлены неоднородно, так что практически всегда устанавливаются реликты первичного минерального состава и (или) магматических структур лавовой или интрузивной природы.

Ультрамафиты. Дуниты представлены практически мономинеральными оливиновыми породами с примесью хромшпинелидов, энстатита и диопсида; гарцбургиты и лерцолиты, кроме оливина, ортопироксена и хромшпинелидов, содержат переменное количество клинопироксена. Состав минералов меняется в зависимости от их парагенезиса [16]. Железистость оливина (F) в парагенетическом ряду (дунит — гарцбургит — лерцолит) возрастает от 7 до 9 ат. % и всегда остается выше, чем железистость вторичных оливинов (2—3%) (табл. 1). Ортопироксен относится к типу низкоглиноземистых энстатитов с $F = 9-10$ ат. %, за исключением некоторых лерцолитовых парагенезисов. Клинопироксены в основном низкоглиноземистые, малонатровые диопсиды с низкой F (8—10 ат. %) и отдельными отклонениями в сторону высокоглиноземистых (лерцолиты Эгийнгольского массива). Повышение содержания Na и Sr отмечается иногда в лерцолитовом парагенезисе. Хромшпинелиды — относительно высокохромистые и низкоглиноземистые, для них от дунитовых через гарцбургитовые к лерцолитовым парагенезисам уменьшаются железистость и хромистость (F соответственно 55, 47, 42 ат. %; $Cr_2O_3 - 55, 47, 35$ вес. %) и одновременно увеличиваются в этом направлении MgO, TiO_2 , Al_2O_3 .

Полосчатый комплекс образован минеральными парагенезисами, подвергшимися наименьшим метаморфическим преобразованиям [16]. Состав ортопироксенов варьирует от существенно магнезиального (F = 8—9 ат. %, Эгийнгольский массив) до более железистого (F = 13 ат. %, Барунбаянский массив). Оливин верлитов также более железистый (F = 11—15 ат. %, Шишхидгольский массив). Состав клинопироксенов зависит от принадлежности к парагенетическому типу и провинциальных особенностей. В верлитах это широко варьирующий по железистости ряд низкоглиноземистых диопсидов (F = 5—12% в Шишхидгольском массиве и 11 ат. % в Армакгольском). Еще значительнее вариации в пироксенитах: от магнезиальных разновидностей Шишхидгольского и Барунбаянского массивов (F = 9—11 ат. %) до высокожелезистых в Армакгольском (до 30 ат. %). При сравнении с клинопироксеном гипербазитов отмечаются отсутствие жадеитового и появление эгиринового компонентов.

По особенностям валового состава ультрамафиты Восточного Прихубсугуля мало отличаются от своих аналогов из офиолитов разных регионов мира, представляя низкотитанистую серию пород со среднемировыми уровнями концентраций таких элементов-примесей, как Cr, Ni, Mn, Co, V, Zn, Cu [16]. Повышенные содержания В в гипербазитах МНР связывают с интенсивно проявленными процессами серпентинизации.

Габброиды характеризуются реликтовым парагенезисом частично деанортизированного основного плагиоклаза и пироксенов, которые в габбро-норитах представлены гиперстеном с $F = 19-26$ ат.%, а в нормальных клинопироксеновых габбро — авгитом с $F = 14-28$ ат.% [16].

Из метаморфических минералов первостепенное значение имеют амфиболы и гранаты — наиболее чувствительные индикаторы изменения $P-T$ -условий. Состав гранатов из пород вулканогенно-осадочных частей офиолитовых разрезов приведен в табл. 2. Это, как правило, высококальциевые и марганцовистые гранаты с общей железистостью 90 ат.%, что присуще фации зеленых сланцев низких и умеренных давлений. Кроме того, они резко зональные, что косвенно свидетельствует в пользу кратковременности метаморфизма. Эти же условия метаморфизма подтверждаются и составами амфиболов, представленных тремолит-актинолитовым рядом, за исключением роговых обманок метасоматитов полосчатого комплекса. Кроме проблематичного глаукофана в

Таблица 1
Состав реликтовых минералов (клинопироксенов (МП), шпинелей (Шп)) в высокомагматических базальтах Восточного Прихубсугуля и других регионов, вес. %

Компонент	Высокомагматические базальты						Офиолитовые базальты, Троодос (Кипр)	Марианит, Марианский желоб
	горы Нар-Мандал-обогоры			о. Горгона				
	МП-1	МП-2	Шп	МП	Шп	Шп		
	1-82 (данные авторов)						[18]	1403-35 [4]
	3042-2 [15]						МП (9 ан.)	
SiO ₂	52,82	52,94	Не обн.	54,63	Не обн.	0,46	51,60	53,72
TiO ₂	0,06	0,09	0,10	Не обн.	0,42	0,17	0,23	0,11
Al ₂ O ₃	1,68	1,89	26,14	0,90	14,68	20,43	2,58	1,36
Cr ₂ O ₃	0,32	0,27	40,77	0,29	48,52	47,03	Не обн.	0,05
ΣFeO	4,46	5,18	14,23	4,58	25,51	17,16	7,81	8,12
MnO		Не обнаружено			0,34	Не обн.	0,25	0,16
MgO	18,10	17,16	15,68	18,40	9,42	14,09	17,20	18,80
CaO	21,25	21,24	Не обн.	21,50	Не обн.	Не обн.	19,20	17,62
Na ₂ O	Не обн.	0,03	»	Не обн.	»	»	0,10	0,08
Σ M a . . .	98,69	98,80	96,93	100,44	99,67	93,32	98,97	100,03
Σ Fe	12,2	14,5	33,7	12,3	60,3	40,6	20,3	19,8
(Σ Fe + Mg) ат. %								

Химический состав минералов метаморфических формаций верхнего структурного этажа Прихубсугулья, вес. %

№ образца	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	ΣFeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумма	F
Дархатско-хубсугульский комплекс												
р. А л а г-Ц а р и-г о л												
82-30/1	Гр(К)	38,66	0,29	20,78	21,11	7,23	1,57	11,90			101,54	91
	Би		1,83		17,17	0,24	9,29		0,01	8,53		51
82-19/7	Би	35,38	3,52	16,57	20,51	0,37	8,70	0,09	0,13	9,18	94,35	57
Бассейн рек Блиш и Шисхид-гол [10]												
200-3	Гр	38,61	0,15	20,42	21,04	9,80	0,67	7,11			97,80	96
	Хл	27,07	0,18	18,92	26,99	0,52	12,21	0,02	0,04	2,24	88,18	56
673-2	Гр	37,31	0,13	20,64	34,49	1,17	4,3	2,44			100,53	82
	Ам	46,81	0,07	12,64	34,10		4,89	0,33	1,41	Не обп.	100,59	80
Окинско-нарынский комплекс												
р. А л а г-Ц а р и-г о л												
82-23/20	Гр(Ц)				18,69		0,40	9,35				
	Гр(К)	37,70	0,33	20,22	25,33	7,35	0,91	8,35			100,19	95
	Би	35,79	3,14	16,06	22,68	0,39	7,16	0,01	0,01	9,15	94,39	64
82-23/11	Гр(Ц)	37,69	0,33	20,68	29,88	3,84	1,37	7,38			101,17	93
	Гр(К)	37,27	0,33	20,99	33,88	1,40	2,43	4,69			101,0	89
	Би	36,10	1,66	18,37	16,62	0,22	12,28	0,02	0,04	9,24	99,06	44

Примечание. Ассоциации: 82-19/7 — Кв + Пл + Би + Му; 82-23/11, 82-30/1 — Кв + Пл + Гр + Би + Акц + угл. вещ-во; 82-21/1 — Кв + Пл + Гр + Би + Му + Хл + Ка + Ант; 200-3 — метаспечняк (Кв + Аб + Гр + Хд + Му + Эп + Рудн.); 673-2 — метадацит (?) (Кв + Пл + Ам + Гр + Би + Эп — возможно, контактовая ассоциация). F = (ΣFe + Mn)/(ΣFe + Mn + Mg), ат. %.

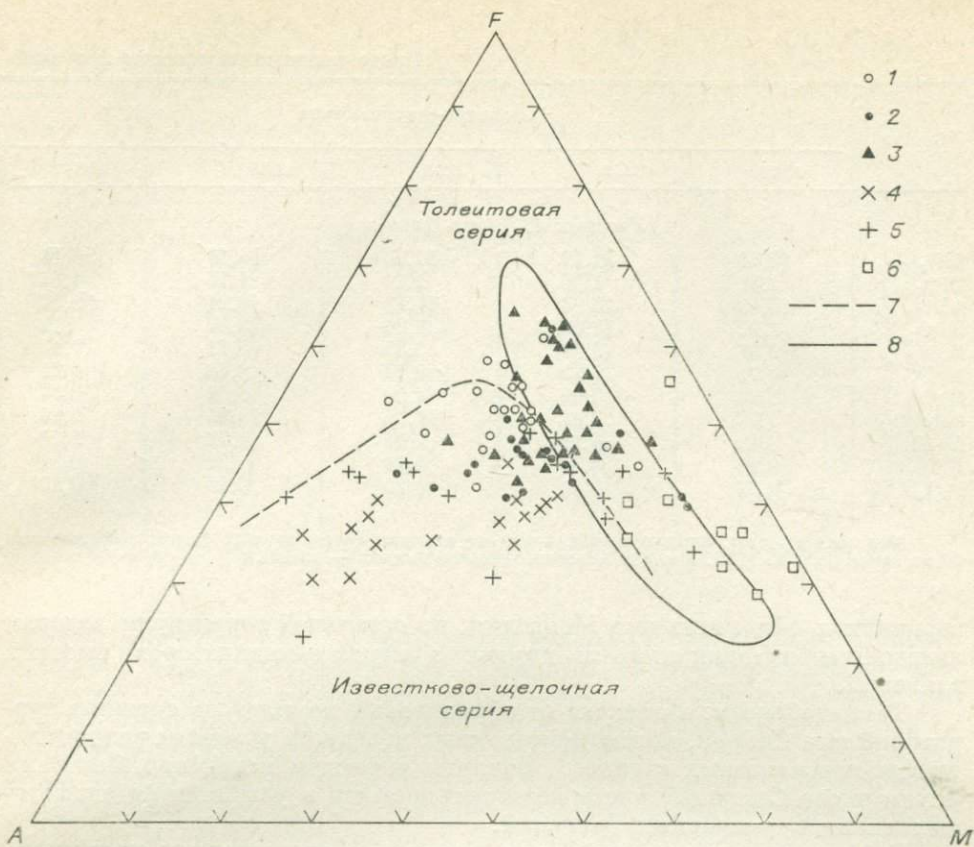


Рис. 1. Диаграмма АФМ для лав офиолитовой ассоциации Восточного Прихубсугулья. 1—6 — вулканические серии участков I—IV: 1 — высоко- и умереннощелочные базальты (III); слабодифференцированные толитовые: 2 — островодужного (III) и 3 — окраинно-морского (II) типа; дифференцированные известково-щелочные: 4 — участка III, 5 — участка IV; 6 — высокомагнетизальные низкотитанистые базальты и мариацит-бонинитовая серия (I). 7 — разделительная линия толитов и известково-щелочных пород [по 20]; 8 — поле абиссальных толитов [по 4].

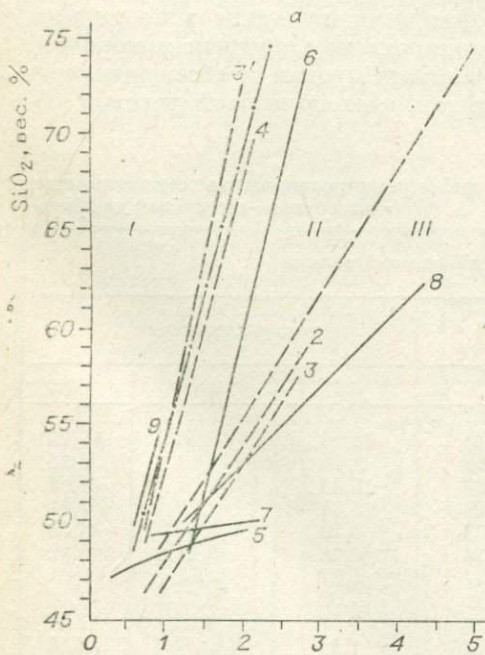
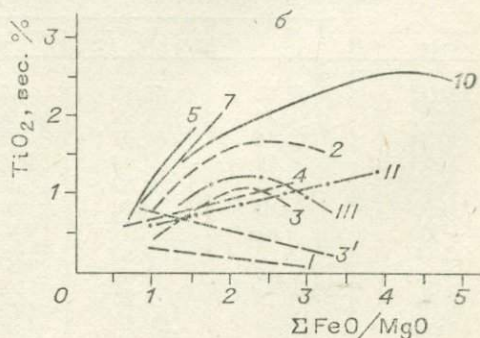


Рис. 2. Диаграммы $\text{SiO}_2 - \Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ (a) и $\text{TiO}_2 - \Sigma\text{FeO}/\text{MgO}$ (б) для офиолитовых метаэффузивов Восточного Прихубсугулья (МНР) (a) и лав некоторых геотектонических обстановок океана (б).

Тренды дифференциации вулканических серий: 2 — толитовой уч. II, 3 — толитовой и 3' — известково-щелочной уч. III, 4 — известково-щелочной уч. IV, 5 — окраинного бассейна Ло [12], 6 — влк. Амаги, 7 — абиссальных равнин [12], 8 — о. Тофуа [21], 9 — толитовой верхнего уровня шаровых лав Бетс-Кав [12], 10 — толитовой массива Скеергард [12]. I—III — тренды дифференциации типичных (I), умеренных (II) и толитовых (III) серий.



Представительные составы лав слабо

Окисел	Окраинно-морского типа				
	35/26	32/17	35/2	32/18	35/1
<i>Участок II (Алаг-Цари-гол)</i>					
SiO ₂	49,41	51,22	51,70	54,16	54,41
TiO ₂	1,32	1,55	1,11	1,76	1,54
Al ₂ O ₃	15,43	15,88	14,13	14,21	12,37
Fe ₂ O ₃	2,79	3,68	4,20	3,81	6,12
FeO	9,31	8,24	6,85	5,94	7,17
MnO	0,21	0,22	0,19	0,18	0,21
MgO	8,93	6,69	7,60	5,07	5,14
CaO	8,25	7,64	11,05	10,35	9,97
Na ₂ O	3,52	4,12	2,94	3,72	2,54
K ₂ O	0,51	0,34	0,13	0,34	0,34
P ₂ O ₅	0,32	0,41	0,10	0,48	0,19

Примечание. Здесь и в табл. 4 и 5 все анализы приведены к 100% после исключения 26 на самом деле 82-35/26, и т. д.). Анализы третьего участка — по [9].

герцинских офиолитах юга Монголии, на остальной территории авторам неизвестны находки этого и других минералов-индикаторов высоких давлений.

Таким образом, в отличие от офиолитовых комплексов смежных территорий юга Сибири, метаморфизованных нередко в условиях фации глаукофан-лавсанитовых сланцев, офиолиты рифеид и каледонид Монголии (в том числе Северной) претерпели метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев умеренных давлений.

Габброиды в петрохимическом отношении представлены низкотитанистой натровой серией изверженных пород с нормальной щелочностью и другими параметрами состава, также сближающими их с габброидами большинства офиолитовых ассоциаций мира [16]. Содержания Cr, Ni, Sr, Co, V также близки к среднему кларку.

Основные лавы. Первичные фазы офиолитовых лав обычно замещены вторичными минералами. Основной парагенезис вулканитов почти всех типов представлен плагноклазом, клинопироксеном, рудным минералом. Плагноклаз частично или полностью альбитизирован и сосюритизирован. Клинопироксен замещен актинолитом, актинолитовой роговой об-

Составы щелочных слабо дифференцированных высокотитанистых известково-щелочных дифферен

Окисел	Высокотитанистые базальты					
	высокощелочные			умереннощелочные		
	X	9	3	X	11	13
SiO ₂	46,28	47,15	44,43	48,80	48,20	49,73
TiO ₂	2,21	2,80	2,24	2,43	1,98	2,35
Al ₂ O ₃	16,51	14,97	19,63	15,89	14,55	14,91
Fe ₂ O ₃	6,42	3,09	6,78	4,74	3,79	4,61
FeO	6,95	9,89	5,93	6,79	8,00	8,50
MnO	0,21	0,16	0,33	0,18	0,21	0,22
MgO	5,20	6,67	2,51	6,27	10,81	5,61
CaO	8,67	7,35	9,52	9,95	8,78	9,06
Na ₂ O	4,87	4,53	5,22	3,48	2,33	2,43
K ₂ O	1,73	2,96	2,72	1,14	0,87	2,31
P ₂ O ₅	0,53	0,43	0,80	0,32	0,47	0,27

Примечание. X — среднее; анализы 3—27 даны по [9].

Таблица 3

дифференцированных толеитовых серий, вес. %

Низкотитанистых высокоалюминиевых основных лав островодужного типа						
24/1	1	2	4	9	10	
Участок IIIб (к востоку от слияния рек Ури-гол и Эгийн-гол)						
54,98	46,12	46,66	49,06	52,38	52,63	
1,84	0,67	0,85	0,43	0,74	0,70	
11,60	18,63	18,68	11,60	19,43	21,36	
6,56	2,48	2,01	1,79	2,24	3,91	
8,24	8,06	8,79	8,18	7,05	4,83	
0,20	0,20	0,22	0,15	0,13	0,14	
4,37	13,20	8,40	12,06	4,49	4,96	
8,41	8,20	11,79	14,31	9,29	7,01	
3,20	1,44	2,43	1,74	3,63	3,80	
0,41	0,88	0,06	0,41	0,38	0,52	
0,19	0,12	0,11	0,17	0,24	0,13	

п. п. п. Перед номером анализов района Алаг-Цари-гол необходимо читать цифры 82 (т. е. № 35—

манкой, хлоритом, минералами группы эпидота. Реликты незамещенного пироксена в высокомагнезиальных базальтах представлены низкоглиноземистым маложелезистым клинопироксеном, близким по составу пироксену аналогичных ассоциаций пород в других регионах (см. табл. 1). В толеитовых базальтах это авгит, к которому иногда, судя по габитусу псевдоморфоз серпентина и магнезиального хлорита, присоединяется (вместе с плагиоклазом) и оливин. В базальтах известково-щелочной серии, видимо, первоначально присутствовали и двупироксеновые парагенезисы с плагиоклазом, что подтверждается наличием псевдоморфоз актинолита, уралитовой роговой обманки по клинопироксену и бастита по ортопироксену.

Лавы собственно офиолитового разреза и непосредственно перекрывающих вулканогенно-осадочных толщ довольно разнообразны. По составу и характеру трендов дифференциации (с учетом возможных модификаций химизма при метаморфизме в условиях фации зеленых сланцев) они отвечают щелочным, умеренным известково-щелочным и толеитовым сериям, а также специфической по химизму марианит-бонинитовой серии и породам типа базальтовых пикритов.

Таблица 4

базальтов уч. III и представительные составы лав цированных серий, вес. %

Базальты—андезиты—дациты			Андезиты—дациты—риолиты			
Участок IV (р. Уляд-гол)			Участок IIIб (у слияния рек Ури-и и Эгийн-гол)			
155-81	159-81	184-81	8	15	22	27
50,60	53,64	63,42	51,44	56,08	65,89	70,95
0,78	0,65	0,67	0,89	0,64	0,51	0,45
16,72	15,76	16,96	15,81	16,30	15,50	14,88
1,65	2,04	2,50	1,91	1,50	1,29	0,60
6,84	6,78	3,57	7,19	6,12	4,22	3,13
0,17	0,15	0,13	0,22	0,15	0,06	0,05
8,72	9,25	3,54	8,29	6,20	2,96	1,72
10,42	9,38	3,87	8,05	6,70	2,21	1,59
3,23	1,96	2,65	5,13	4,92	5,55	5,14
0,51	0,11	2,50	0,23	1,12	1,64	1,40
0,16	0,09	0,15	0,25	0,17	0,18	0,11

Лавы толеитового ряда относятся к двум слабо дифференцированным сериям, которые разобцены пространственно, ассоциируют с разными породами и различаются по особенностям состава (табл. 3, рис. 1, 2). Базальты и андезиты толеитовой серии второго участка, ассоциирующие с расслоенными габброидами, по низким концентрациям K_2O (0,1—0,5%), умеренным содержаниям TiO_2 (1—1,8) и относительно низкой глиноземистости ($<15\% Al_2O_3$) близки абиссальным толеитам. Вместе с тем они отличаются повышенными содержаниями Na_2O и, располагаясь на диаграмме (рис. 2, а) в толеитовом поле, обнаруживают тенденции развития, близкие к тренду толеитов примитивных островных дуг (о. Тофуа). Эта толеитовая серия занимает промежуточное положение между абиссальными толеитами и толеитами окраинных морей, с одной стороны, и умеренными известково-щелочными сериями — с другой (см. рис. 2, а), обнаруживая некоторые петрохимические признаки, присущие островодужным сериям.

Основные лавы толеитовой серии уч. IIIб, ассоциирующие с известково-щелочными вулканитами и граувакками, отличаются существенно более низкими содержаниями TiO_2 ($\leq 0,9\%$), высокой глиноземистостью (18—21% Al_2O_3), повышенными содержаниями CaO и K_2O , что в совокупности с характерным для них трендом дифференциации (см. рис. 2) позволяет классифицировать их как низкотитанистую высокоглиноземистую серию толеитов, типичную для островных дуг.

Относительно более меланократовая (четвертый участок) и лейкократовая (уч. IIIб) серии, дифференцированные соответственно до дацитов и риолитов, по составу и поведению петрогенных элементов в процессе магматической эволюции отвечают типичным и умеренным известково-щелочным сериям (табл. 4). Они приближаются к ряду пород влк. Амаги в Идзу-Бонинской островной дуге и известково-щелочной серии офиолитов Бетс-Кав Ньюфаундленда [12].

Высоко- и умереннощелочные серии базальтов третьего участка со всеми признаками подводных излияний (шаровая структура, ассоциация с кремнистыми и карбонатными породами) значительно обогащены TiO_2 (>2 вес. %) и недосыщены SiO_2 (50%) (см. табл. 4). Даже наиболее магнезиальные разновидности их имеют относительно высокую железистость, что в совокупности с вариациями состава на диаграмме АФМ может указывать на формирование этих однородных слабо дифференцированных серий базальтов из щелочно-базальтоидных расплавов, уже претерпевших определенную дифференциацию в докристаллизационную стадию. По химизму они близки вулканитам островных ассоциаций и хорошо сопоставляются со щелочными базальтами подводных возвышенностей

Таблица 5

Состав высокомагнезиальных низкотитанистых лав первого участка (район горы Нар-Мандал-Обо), вес. %

[Окисел]	Базальтовые «коматиты»		Марианиты—бониниты						
	4	21	2	3042	3042-1	22	274-81	275-81	277-81
SiO_2	42,99	46,59	50,79	51,14	52,30	52,48	53,80	56,81	58,62
TiO_2	0,90	0,29	0,19	0,18	0,30	0,12	0,18	0,17	0,22
Al_2O_3	15,55	13,42	11,98	13,36	17,47	6,07	11,82	12,36	14,72
Fe_2O_3	3,15	0,18	1,96	2,76	3,32	2,23	1,52	1,26	2,84
FeO	10,28	10,95	6,28	6,45	5,83	5,96	6,79	6,73	5,74
MnO	0,10	0,27	0,17	0,34	0,25	0,10	0,15	0,17	0,15
MgO	9,92	13,07	12,75	13,67	10,67	16,34	17,96	14,91	9,43
CaO	16,02	12,08	14,48	11,11	5,70	15,56	5,48	5,19	4,64
Na_2O	0,50	3,03	1,27	0,65	3,82	0,93	1,49	1,84	2,46
K_2O	0,19	0,06	0,22	0,34	0,34	0,15	0,49	0,34	1,09
P_2O_5	0,05	0,11	0,04	—	—	0,05	0,04	—	0,04

Примечание. Образцы № 4, 21, 2 и 22 — по [9]. № 3042 и 3042-1 — по [15,16]. В образ. № 274-81, 275-81 и 277-81, кроме того, содержится 0,28; 0,18 и 0,05 Cr_2O_3 соответственно.

Атлантики, Средиземноморья и Тихого океана (Императорские горы, поднятие Маркус-Неккер и др.) [1], а также со щелочными базальтоидами океанических и островных склонов некоторых глубоководных желобов [1, 4]. Однако нельзя исключить и возможное родство их с базальтами окраинно-континентальных рифтогенных структур, демонстрирующих аналогичные тенденции обогащения К и Ti [17, 21].

Для выяснения генезиса офиолитов особое значение имеют редкие диагностические серии пород специфического состава на первом участке, устойчиво ассоциирующие с ультрамафитами и габброидами. Большая часть их образует впервые установленный нами здесь и в столь древних офиолитах вообще дифференцированный ряд высокомагнезиальных низкотитанистых базальтов и андезитов, как правило резко обедненных СаО и Al_2O_3 (соответственно 4—6 и 6—14%) при значительных концентрациях MgO и SiO_2 (10—17 и 50—58%). По петрохимическим и геохимическим характеристикам они аналогичны породам марианит-бонинитовой серии Марианского желоба, о-вов Бонин и Новая Гвинея [4]. Часть высокомагнезиальных низкотитанистых пород первого участка (табл. 5) благодаря сильной недосыщенности SiO_2 (42—46%), относительно высокой глиноземистости и кальциевости приближается к петрохимическому типу базальтовых «коматитов» или пикритов. Петрология этих своеобразных серий пород согласуется с моделью плавления амфиболсодержащей мантии с последующей эволюцией специфических магм от глубокой дифференциации в условиях недосыщенности водой до близповерхностного насыщения остаточного расплава летучими [4].

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ РЕКОНСТРУКЦИЯ

Как уже указывалось, нами выделено несколько последовательно развивающихся структурно-метаморфических комплексов. Для дорифейской истории структур региона характерно сходство с историей предрифейских образований на щитах: формируются сиалические комплексы, важной составной частью которых являются контрастные серии, плагиограниты и часто поздние существенно калиевые граниты вплоть до рапаквидоподобных пород [14], разнообразные мигматиты, служащие хорошим показателем наличия зрелой континентальной коры. Эти комплексы рассматриваются нами в качестве дорифейского континентального фундамента.

Перелом в геологическом развитии региона приурочен к границе нижнего и верхнего протерозоя, представленного нарынским ранне-среднерифейским структурно-вещественным комплексом. Карбонатно-терригенные и вулканогенно-терригенные толщи рассматриваемого уровня в ранней истории геологического развития Монголии маркируют время существования обширных эпиконтинентальных прогибов (сопоставляемых с бассейнами окраинно-материкового типа), местами по формационному выполнению и структурному рисунку чрезвычайно напоминающих «зеленосланцевые» прогибы зарождающихся на активных континентальных окраинах трогов, которые заполнялись терригенными, реже вулканогенными образованиями. Начало этого промежуточного этапа фиксируется зонами деструкции дорифейского фундамента, выполненными рифейскими дайками (гапуннурский комплекс), имеющими в районе сомона Цэл вид серии сильно сближенных параллельных даек [14]. Таким образом, эта переходная стадия начинающейся деструкции дорифейского сиалического основания — прегеосинклиальная, непосредственно предшествующая времени формирования океанической коры в Монголии.

Процессы, параллелизуемые с гренвильским циклом, вызвали складчатость и метаморфизм толщ нарынского уровня и внедрение гранитов.

Позднерифейский — нижнекембрийский структурно-вещественный комплекс (дархатско-хубсугульский) имеет специфический формацион-

ный облик, отличающий его от ранне-среднерифейских прегеосинклинальных формаций. Специфика заключается в широком развитии основных эффузивов в низах разреза, в резкой смене фациального и формационного состава во времени и пространстве, сопровождающейся существенными изменениями мощностей пород. Формирование пород комплекса происходило в нестабильной тектонической обстановке, что присуще геосинклинальной (океанической) стадии развития. Это привело, с одной стороны, к существованию синхронных формаций резко различного состава, с другой — к появлению пород одной формационной группы на разных стратиграфических уровнях. Максимум развития океанической (геосинклинальной) стадии фиксируется собственно офиолитовыми комплексами, формирование которых в Северной Монголии мы относим к верхнему рифею — венду.

На сегодняшний день почти нет сомнений в том, что офиолитовые комплексы орогенных областей различного возраста представляют остатки океанической коры и большинство из них, в частности те, что содержат серии параллельных даек, были образованы при латеральном спрединге. С другой стороны, полевые наблюдения, химизм пород офиолитов и характер ассоциирующих осадков указывают на их пространственную ассоциацию с островными дугами. Наиболее логичным объяснением тектонической обстановки образования таких офиолитов было бы допущение о существовании окраинных или средиземноморских бассейнов, которые по аналогии с современными структурами развиваются в непосредственной близости от островных дуг. Образование таких бассейнов в Северной Монголии, вероятно, было вызвано растяжением внутри континента, приводившим к образованию трогов. Признаками такого растяжения, по-видимому, как и в случае прегеосинклинальной стадии, выступают характерные поля даек преимущественно основного состава протяженностью не менее 10 км при ширине не менее 5 км, отмеченные А. В. Ильиным [9] южнее оз. Хубсугул и западнее сомона Чандмань. По мере того как островные дуги образовывались на отторженных континентальных фрагментах, а трюги постепенно замещались малыми океаническими бассейнами типа Красного или Тирренского моря, начали формироваться известково-щелочные, толеитовые и другие лавы.

Поскольку «океанический» бассейн расширялся, петрохимия его вулканитов могла постепенно изменяться от островодужных до базальтов абиссальных равнин. Изверженные породы таких бассейнов могли быть по составу более разнообразными, чем породы типичной океанической коры, если принять во внимание такие факторы, как взаимодействие между погружающейся океанической плитой и активной континентальной окраиной, возможная роль осадков, которые погружаются в желоб, и т. д.

Последующие процессы, параллелизуемые с салаирским тектономагматическим этапом, связаны с закрытием бассейна (океана), что вызвало деформацию и метаморфизм офиолитов и надвигание отдельных их фрагментов на континентальные окраины. В связи с утолщением литосферы произошло плавление, что фиксируется внедрением плагиогранитов ϵ_2 — ϵ_3 таннуольского типа. Это первые признаки преобразования океанической коры в континентальную. Завершился процесс внедрением среднепалеозойских калиевых гранитов.

ВЫВОДЫ

С помощью геологических и структурно-петрологических методов в Северной Монголии выделено пять самостоятельных структурно-вещественных комплексов, обладающих достаточно полным набором седиментогенных, вулканогенных, интрузивных и метаморфогенных пород. Три наиболее древних образуют дорифейский сиалический фундамент, а два верхних (нарынский и хубсугульско-дархатский) связаны с его деструкцией и формированием океанической коры.

Детальные исследования петрохимии вулканогенно-осадочной части офиолитового разреза дархатско-хубсугульского ($R_3 - C_1$) структурно-вещественного комплекса выявили большое разнообразие типов вулканических пород, представленных различными толеитовыми, известково-щелочными и марпанит-бонинитовыми сериями. Их состав и тренды дифференциации указывают на чрезвычайно сложную геодинамическую обстановку формирования, лучше всего согласующуюся с условиями обстановок «передовая дуга — малый океанический бассейн — континентальная окраина».

Такая обстановка наиболее логично объясняется с помощью модели, предполагающей растяжение и деструкцию дорифейского сиалического фундамента, образование трогов и их эволюцию в палеоокеан. Начало процесса деструкции приходится на нижний рифей, а его максимум — на верхний рифей — венд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов А. Ф., Кривенко А. П., Полякова З. Г. Вулканические формации. Новосибирск: Наука, 1982. 280 с.
2. Благонравов В. А., Зайцев Н. С. Джидинская зона каледонид Монголии. — Геотектоника, 1972, № 6, с. 55—64.
3. Благонравов В. А., Зайцев Н. С., Лхасурен Б. и др. Докембрийские комплексы Северной Монголии — образования ранних стадий формирования континентальной земной коры. — В кн.: Основные проблемы геологии Монголии. М.: Наука, 1977, с. 29—51.
4. Геология дна Филиппинского моря. М.: Наука, 1980. 260 с.
5. Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1. Стратиграфия. М.: Недра, 1973. 583 с.
6. Доржнамжаа Д., Журавлева З. А. Микрофитолиты верхнего докембрия Монголии, их распространение и стратиграфическое положение. М.: Наука, 1977, с.
7. Зоненшайн Л. П., Томуртоого О. Офиолиты и основные закономерности формирования земной коры Монголии. — В кн.: Геология и магматизм Монголии. М.: Наука, 1979, с. 135—144.
8. Иванов А. Х. Восточное Прихубсугулье (Монгольская Народная Республика). Географическое и геологическое описание. — В кн.: Труды Монгольской комиссии АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 96—116.
9. Ильин А. В. Геологическое развитие Южной Сибири и Монголии в позднем докембрии — кембрии. М.: Наука, 1982. 113 с.
10. Кекежинские В. В., Зайцев Н. С., Лучицкий И. В. и др. Основание континентальной коры Монголии по гранулитовым ксенолитам. — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 2, с. 451—454.
11. Кекежинские К. Б. Парагенетический анализ и петрохимия среднетемпературных метапелитов. Новосибирск: Наука, 1977. 198 с.
12. Кекежинские К. Б., Дагис Л. А., Зоркина Л. С., Прусевич Н. А. Химизм метавулканических офиолитовых комплексов как индикатор различных палеотектонических обстановок. — Геол. и геофиз., 1984, № 2, с. 11—25.
13. Меляховецкий А. А., Усова Л. В. О метаморфизме верхнепротерозойских отложений района Билинского и Шинхидгольского гипербазитовых массивов (Восточная Тува — Западное Прихубсугулье). — В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 32—41.
14. Митрофанов Ф. П., Козаков И. К., Палей И. П. Докембрий Западной Монголии и Южной Тувы. Л.: Наука, 1981. 153 с.
15. Пинус Г. В., Агафонов Л. В. Высокомagneзиальные базальты из раннекаледонских офиолитовых ассоциаций Монголии. — Геол. и геофиз., 1982, № 8, с. 43—50.
16. Пинус Г. В., Агафонов Л. В., Леснов Ф. П. Альпийские гипербазиты Монголии. М.: Наука, 1984. 317 с.
17. Щека С. А., Куренцова Н. А. Магматические комплексы океанов. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 67—76.
18. Capedry S., Venturelli G. Clinopyroxene composition of metabasalts in the Mediterranean area. — Earth Planet. Sci. Lett., 1979, v. 39, N 1, p. 61—73.
19. Dietrich V. J., Gansser A., Sommeraner J., Cameron W. E. Paleogene komateites from Gorgona Islands East Pacific. — A primary magma for ocean floor basalts? — Geochem. J., 1981, v. 15, p. 141—161.
20. Irvine T. N., Bargar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. — Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523—548.
21. Miyashiro A. Volcanic rock series in islands arcs and active continental margins. — Amer. J. Sci., 1974, v. 274, N 4, p. 10—25.

ОФИОЛИТЫ И ОЛИСТОСТРОМЫ ВОСТОЧНОГО САЯНА

В юго-восточной части Восточного Саяна в обрамлении Гарганской глыбы, сложенной высокометаморфизованными породами раннего докембрия, широко распространены тела серпентинизированных ультрабазитов и габброидов, ассоциирующих с метавулканитами. Ультраосновные и габброидные массивы ранее рассматривались как интрузивные или протрузивные образования, относимые к двум самостоятельным комплексам венд-нижнекембрийского возраста [2, 8, 15—17, 19, 20, 24, 25]. Ревизия ранее опубликованных данных о широком распространении в Восточном Саяне покровных структур [7, 9, 20] и детальные исследования последних лет позволяют с новых позиций подойти к расшифровке геологического строения региона и интерпретации названных массивов. Стало ясно, что ультрабазитовые и габброидные тела находятся в аллохтонном залегании и являются вместе с дайковым комплексом и вулканистами членами нарушенной офиолитовой серии. В различных участках этого района зафиксированы также раннепалеозойские олистостромовые образования, ассоциирующие с офиолитовыми покровами и входящие в состав черносланцевой и флишоидной формаций.

До недавнего времени Восточный Саян рассматривался как типичная область проявления байкальской складчатости [2, 20]. Благодаря стратиграфо-палеонтологическим исследованиям последних лет [5—7, 12, 21 и др.] получены данные о распространении в регионе нижнепалеозойских отложений, что вместе с установленным фактом широкого развития надвигов заставило пересмотреть существующие представления и прийти к выводу о принадлежности района к каледонидам с развитием покровно-чешуйчатых структур [4, 11]. В то же время многие вопросы находятся еще в стадии разработки.

По модели Н. Л. Добрецова [11], к автохтону отнесены сильнометаморфизованные формации Гарганской глыбы и ее карбонатного чехла, а также, вероятно, палеозойская флишоидная формация (окинская серия) и ее метаморфизованные аналоги. На них залегает серия крупных покровов, расчленяемых на более мелкие чешуи. Самый нижний покров — офиолитовый. Выше располагается боксонский покров, сложенный одноименной карбонатной серией венда — нижнего кембрия и ее аналогами. С этими покровами соприкасаются по тектоническим контактам палеозойские формации Окинского (на севере) и Ильчирского (на юге) «синклинориев» (рис. 1).

В фундаменте Гарганской глыбы распространена гнейсово-амфиболитовая формация, метаморфизованная в гранулитовой и затем амфиболитовой фациях и имеющая возраст по К — Аг датировкам 2370—1900 млн. лет. Она была прорвана гранодиоритами и плагиигранитами, которые превращены в плагиигранитогнейсы. Формация несогласно, с аркозами или конгломератами в основании, перекрыта существенно карбонатной монгошинской свитой, метаморфизованной в фации зеленых сланцев [1, 15, 21 и др.] Соотношения этой свиты с плагиигранитогнейсами менее ясные. Свита обрамляет куполовидные выходы гнейсов и местами выполняет межкупольные участки. Возраст монгошинской свиты по стратолитам и онколитам, а также К — Аг датировкам (823—879 млн. лет) определялся как рифейский [1]. Новые находки палеозойской фауны в юго-западной части глыбы свидетельствуют, скорее всего, о включении в состав свиты палеозойских отложений.

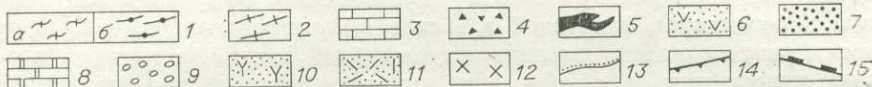
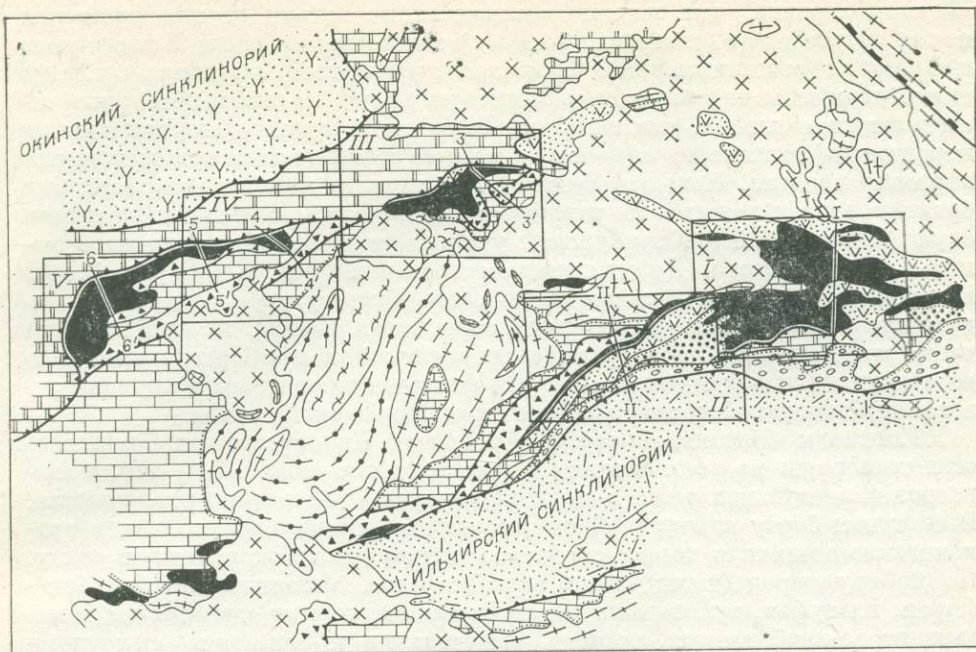


Рис. 1. Геолого-тектоническая схема юго-восточной части Восточного Саяна.

1 — кристаллические породы Гарганской глыбы (а — гнейсы и диафориты, б — амфиболиты и гнейсы); 2 — плагиограниты и плагиигранито-гнейсы Rf (?); 3 — карбонатные породы монгошинской свиты (Rf?); 4 — ильчирская свита с олистостромовыми пачками; 5 — офиолиты; 6 — островодужная вулканогенно-осадочная толща (оспинская); 7 — флишoidная толща (S?); 8 — фосфоритоносная карбонатная серия (боксонская, горлыкская); 9 — моласса (сагансайрская свита, D₂?); 10 — вулканогенно-флишoidная серия (окинская O — S?); 11 — вулканогенно-карбонатно-терригенная толща (толтинская и барунгольская свиты, PZ₁); 12 — гранитоиды (PZ₂₋₃) нерасчлененные; 13—15 — стратиграфические (13), надвиговые (14) и прочие (15) контакты.

Монгошинская свита сложена в нижней части темно-серыми графитистыми доломитами и песчанистыми доломитами с прослоями графитистых сланцев и кварцитов, в верхней — светло-серыми доломитами с примесью анкерита и слюдястых сланцев. Вулканогенно-осадочные толщи, залегающие, как считалось, выше монгошинской свиты, не имеют с ней нормальных стратиграфических контактов и входят в состав офиолитового покрова.

В его основании, как правило, в виде отдельной чешуи залегает толща осадков (преимущественно черных сланцев), выделяемая под названием ильчирской свиты. Надвиговый характер контакта этой и монгошинской свит отчетливо устанавливается во многих местах и маркируется появлением меланжево-олистостромового комплекса с блоками пород монгошинской и офиолитов в подошве ильчирской свиты. Такой комплекс наблюдался по северному краю Гарганской глыбы (см. рис. 3). Внутри офиолитового покрова выделяется вулканогенная толща островодужного типа, названная оспинской свитой [21]. Эти толщи в первом приближении сопоставляются с ордовикскими (?) толщами Окинско-Ильчирского «синклинориев» — мангатгольской и барунгольской свит. Взаимоотношения ильчирской и оспинской свит с другими частями офиолитовой серии на конкретных примерах будут рассмотрены ниже.

Боксонский покров, перекрывающий офиолитовый покров, сложен фосфоритоносной карбонатной боксонской серией (ее аналог в южном обрамлении Гарганской глыбы — горлыкская свита), которая подразделяется на ряд свит и имеет, согласно многочисленным определениям фаунистических остатков [5—7, 12], венд-нижнекембрийский возраст (с элементами среднего кембрия). Боксонская серия, как правило, очень слабо

метаморфизована, чем заметно отличается не только от подстилающих пород офиолитового покрова, но и от вышележащих толщ Ильчирского и Окинского «синклинориев». Считалось, что боксонская серия согласно или с разрывом перекрывает ильчирскую свиту, но наши детальное исследование показали, что контакты боксонской серии с подстилающими породами офиолитового покрова во всех случаях тектонические и имеют характер надвига. Подошва Боксонского надвига милонитизирована или брекчирована и ложится не только на ильчирскую свиту, но и на оспинскую (Ильчирский и Харанурский участки) и непосредственно на офиолиты в Оспинском и Дунджугурском массивах (рис. 1, см. рис. 2, 4). В подошве боксонского покрова западнее Дунджугурского массива выделяется вулканогенно-терригенная сархойская толща, по крайней мере часть которой оказалась ордовик-силурийской и приблизительно соответствует окинской серии [5—7]. Эти факты подтверждают покровное залегание боксонской серии в обрамлении Гарганской глыбы.

Контакты боксонской серии с толщами Ильчирского и Окинского «синклинориев» во всех случаях также тектонические. Но и они, и сам разрез палеозойских толщ в двух структурах существенно различаются. В северном борту ильчирской структуры (синформы) барунгольская вулканогенно-осадочная толща отчетливо надвинута на горлыкскую свиту. По набору пород (чередование) metabазальтов, метаандезитов, альбитофиринов, их туфов, туфогенных метапесчаников, черных кремнистых и метапелитово-карбонатных сланцев, известняков и известково-щелочному (типично островодужному) составу вулканитов барунгольская свита близка к оспинской, входящей в состав офиолитового покрова. Барунгольская свита согласно сменяется толтинской свитой, в которой преобладают известняки и содержатся ордовик-силурийские органические остатки [21].

Толщи окинской структуры начинаются с мангатгольской свиты, которая обрамляет боксонскую серию и, как считалось, согласно наращивает ее. Однако, по нашим данным, эти контакты тектонические, свита очень близка по составу и облику пород к ильчирской, в частности, в ряде пунктов обнаружены олистостромовые горизонты, содержащие обломки и крупные олистолиты боксонской серии (органогенные доломиты, фосфориты, кремни и др.). Мангатгольская черносланцевая формация согласно наращивается кремнисто-карбонатной (с характерными черными кремнистыми породами) формацией (дабанжалгинской) с многочисленными фаунистическими остатками позднего ордовика — силура [6, 12, 21]. Соотношения этой формации с флишоидной окинской серией, содержащей скудные органические остатки также ордовика, силура, раннего девона [5, 12, 21], дискуссионны. По одним данным [12, 21], окинская серия согласно наращивает разрез дабанжалгинской свиты и потому отнесена к силуру — нижнему девону. По другим сведениям [5, 7], окинская серия подстилает дабанжалгинскую свиту, которая, как правило, надвинута на окинскую серию, содержащую вблизи контакта олистостромовые горизонты. Эти горизонты (конгломераты, брекчии, гравеллиты с обломками габбро, диабазов, серпентинитов и других пород, песчаники с крупными телами диабазов, туфов, базальтов, реже габбро) были отнесены к пестроцветной и вулканогенно-осадочной свитам окинской серии.

По мнению Н. Л. Добрецова и Ю. П. Бутова, не исключено, что все терригенные и вулканогенно-терригенные формации моложе боксонской серии, имеют близкий возрастной диапазон (ордовик — силур), но отнесены к разным структурно-формационным зонам и совмещены тектонически при покровообразовании. Поэтому Ильчирский «синклинорий» фактически представляет синформу, Окинский — также синформу или, по другим данным, — антиформу.

Наиболее ранний этап покровообразования фиксируется по олистостромовым горизонтам в ильчирской серии и датируется, вероятнее всего, ордовиком. Не исключено, что был и более молодой, силурийский, этап покровообразования, которому соответствует олистострома в вер-

хней части окинской серии [14]. Близко к этим этапам покровообразования в результате утолщения и плавления нижней части коры сформировался габбро-диорит-плагιοгранитный холбинский комплекс. Он завершает островодужный вулканизм, датируется по К — Ar определениям в 430—410 млн. лет и перекрывается конгломератами сагансайрской свиты позднего девона, содержащей обильную гальку этих гранитоидов и всех подстилающих пород региона [6, 21].

Сагансайрская молассовая и илейская вулканогенно-молассовая формации фиксируют орогенный этап развития региона. Сагансайрская свита в Ильчирской структуре ложится на все покровы, в том числе прямо на офиолиты, чаще на горлыкскую свиту боксонского покрова, на гранитоиды холбинского комплекса, реже на барунгольскую свиту, хотя наблюдаются случаи надвигания барунгольской свиты на молассу. Эти факты, а также наличие опрокинутых складок в сагансайрской свите, сложные соотношения этой свиты и серпентинитов Оспинского массива свидетельствуют, что складчатые движения и покровообразование продолжались и в герцинское время. От главной пластины серпентинитов (см. рис. 2) в осадочные породы молассовой формации согласно их напластованию отходят узкие апофизы, превращенные в контакте в тальк-карбонатные сланцы, а сами осадки родингитизированы. В то же время в осадках сагансайрской свиты встречались гальки ультрабазитов, вблизи описанного выше контакта — крупные (до 5 м) глыбы серпентинитов.

Внутреннее строение офиолитов. Выходы офиолитов располагаются по границам Гарганской глыбы с Окинским и Ильчирским «синклинориями», обрамляя глыбу практически со всех сторон. Две офиолитовые ветви (северная и южная) сходятся на востоке в районе Оспинского ультрабазитового «массива» [15—17, 19, 20, 24, 25]. Для удобства описания мы сохраним название «массивы», хотя все они по существу представляют собой отдельные участки единого офиолитового покрова. Южная ветвь этого покрова от восточного выклинивания Оспинского участка на запад прослеживается на 150 км, северная (вместе с перемычкой, прорванной гранитоидами) — более чем на 170 км. В целом этот покров составлял не менее 200×50 км, но затем был «проткнут» диапиром Гарганской глыбы и большей частью эродирован. Подробнее рассмотрим пять участков офиолитового покрова (см. рис. 1).

В изученной части Восточного Саяна при тщательных исследованиях удалось обнаружить, хотя и во фрагментах, все члены офиолитовой ассоциации [22] и четкие соотношения между ними. В большинстве случаев (см. рис. 2—5) внутри офиолитового покрова выделяются три чешуи: верхняя ультрабазитовая, средняя с полным разрезом офиолитов, нижняя олистостромовая и (или) черносланцевая.

Оспинский участок выделяется максимальным развитием ультрабазитов и отчетливым проявлением покровной тектоники. В результате последних работ [22] он был расчленен на несколько пластин, подстилаемых зонами меланжа.

Верхняя, наиболее крупная, пластина представлена главным образом серпентинизированными гарцбургитами и дунитами сетчато-полосчатого комплекса, слагающими центральную часть Оспинского «массива». Лишь в южной ее части получили развитие верлиты, клинопироксениты и габброиды, отнесенные нами к переходной кумулятивной зоне с элементами нижнего габбро. Строго говоря, эта пластина не является единой, а представляет собой пакет чешуй более мелкого порядка с маломощными зонами меланжа в основании. Характерная особенность пластины — развитие в ее основании мощной зоны меланжа (до 1,5—2 км) с обломками ультрабазитов, габброидов, диабазов, родингитов и доломитов в южной части контакта. В зоне меланжа хорошо фиксируется смятие пластины в круглые изоклиналильные складки (углы падения 50—60°).

Кумулятивный комплекс в целом аналогичен комплексу, описанному на Ильчирском участке. Нижняя часть кумулятов представлена пере-
слаиванием апоперидотитовых серпентинитов и пироксенитов, в верх-

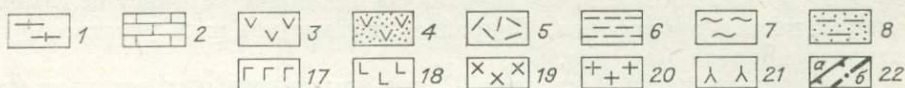
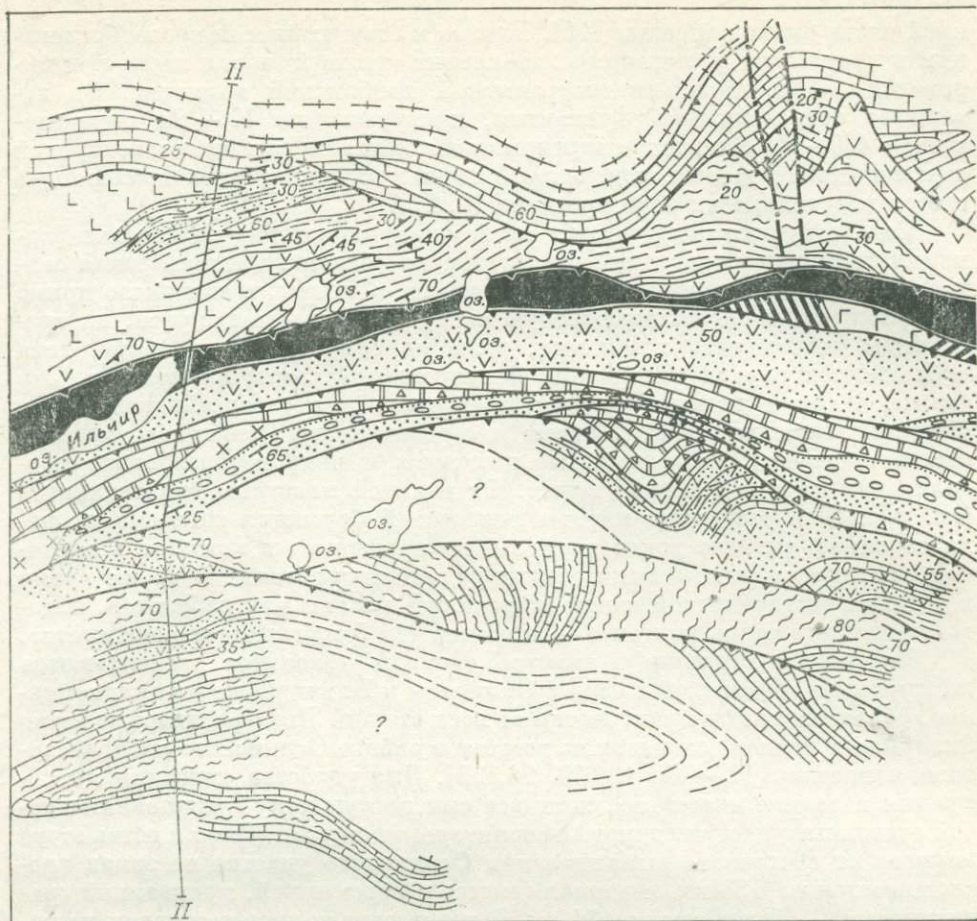


Рис. 2. Геологическая карта Ильчирского участка (см. уч. II на рис. 1).

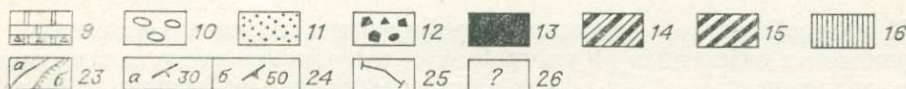
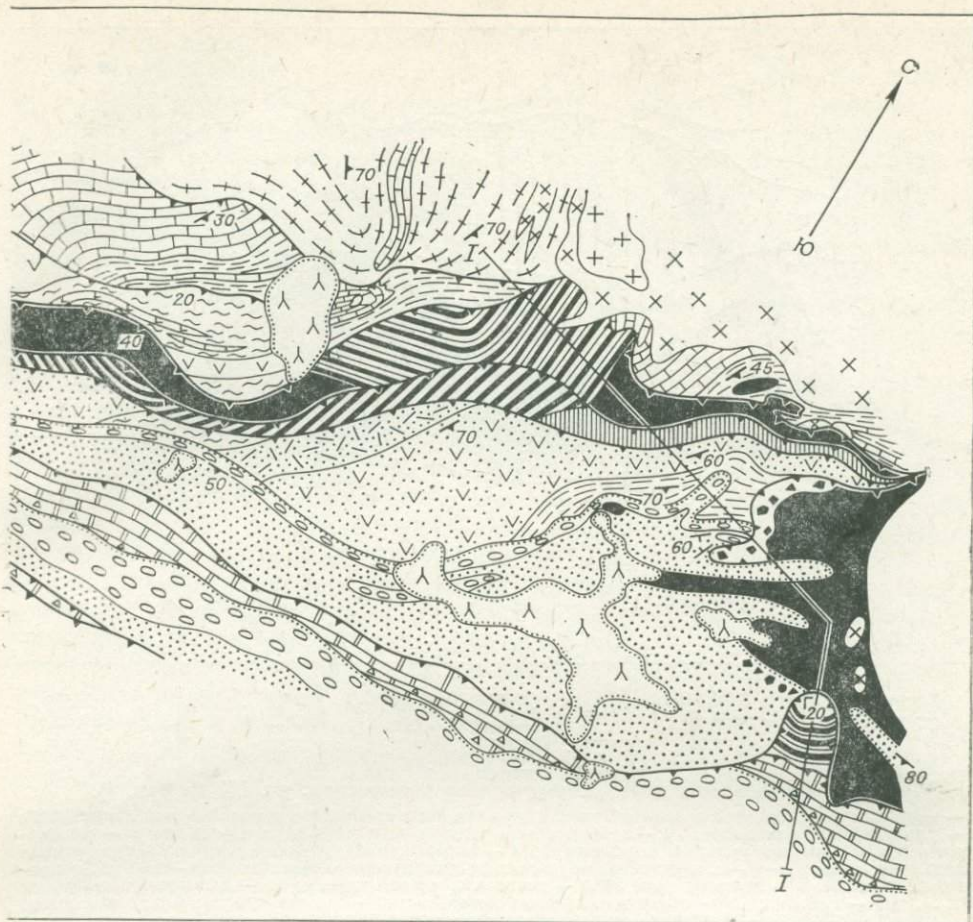
1 — гнейсы, кристаллические сланцы Гарганской глыбы (Rf?); 2 — карбонатные толщи монгошинской свиты (Rf); 3 — базальты, базальтовые порфиры; 4 — вулканогенно-осадочные образования; 5 — туфы и туффиты; 6 — терригенно-осадочная толща (ильчирская свита); 7 — зеленые сланцы (оспичная свита); 8 — металаверлиты и метапесчаники; 9 — доломиты, иногда брекчированные; 10 — конгломераты барунгольской свиты; 11 — известковые песчаники барунгольской свиты; 12 — зоны меланжа; 13 — серпентинизированные ультрабазиты; 14 — кумулятивный верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 15, 16 — нижние (15) и верхние (16) габбро; 17 — микрогаббро и диабазы дайкового комплекса; 18 — габбро-диабазы в силлах и олистолитах; 19 — гранитоиды субсунаурского комплекса; 20 — тоналиты, плагιοграниты; 21 — платобазальты; 22 — тектонические нарушения: надвиги (а) и прочие (б); 23 — геологические границы согласные (а), несогласные (б); 24 — элементы залегания слоистости (а), сланцеватости (б); 25 — линии разрезов, показанных на рис. 5; 26 — невыясненные элементы геологического строения.

ней части — пироксенитов и габбро. В самой верхней части комплекса нередко наблюдаются обломки габброидов в пироксенитах. Нижнее габбро практически нацело родингитизировано с развитием диопсида, цоизита, везувиана, гроссуляра.

Средняя офиолитовая пластина, преимущественно габброидного и диабазового состава, примыкает к верхней с юго-востока и северо-запада. Северо-западная ветвь находится на продолжении структур Ильчирского участка; состав и строение ее аналогичны описанным для него ниже.

В юго-восточной части офиолитовая пластина представлена в основном диабазами, в меньшей степени — габброидами и базальтоидами.

Габброиды, варьирующие по составу от пироксенитов до лейкогаббро, развиты в самой южной части пластины. В связи с интенсивно проявленными процессами метаморфизма удается увидеть лишь отдельные, резко контрастные по составу (например, пирротинсодержащие) дайки. В се-

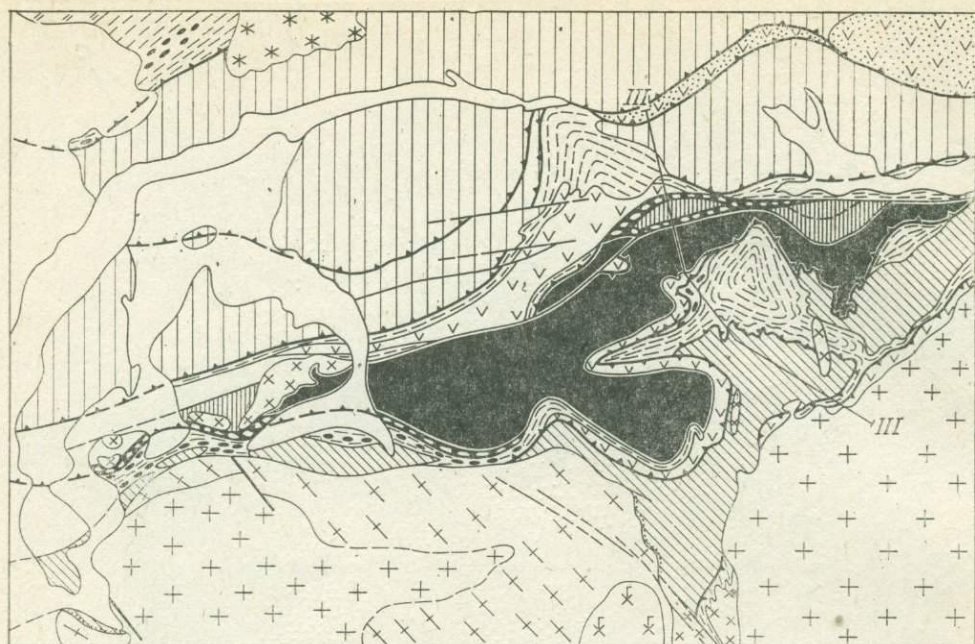


верной части пластины на небольших участках появляются миндалекаменные и афировые базальты. В меланике в основании данной пластины преобладают обломки диабазов и габброидов.

Обе офиолитовые пластины тектонически залегают на терригенных отложениях ильчирской свиты, имеющей в нижней части существенно черносланцевый состав, а в верхней — граувакковый. Эти породы, вероятно, слагают третью (нижнюю) самостоятельную чешую.

Ильчирский участок (рис. 2) представляет собой пакет из трех офиолитовых пластин и подстилающей пластины ильчирской свиты. Две нижние пластины образуют полный разрез офиолитов, составляя вместе одну чешую, верхняя пластина сложена породами оспинской свиты. Чешуи залегают круче, чем на Оспинском участке, по мере приближения к последнему выполаживаются.

Ультрабазиты нижней пластины состоят из полностью серпентинизированных перидотитов и низов разреза кумулятивного комплекса (см. рис. 2), последний представлен тонким (0,1—0,5 м) переслаиванием верлитов и пироксенитов, причем породы комплекса ориентированы поперек границ этой пластины, что подтверждает тектонический ее характер. Переслаивание перидотитов и пироксенитов сменяется вверх по разрезу (в опрокинутом залегании) чередованием через 0,1—2 м дунитов и хромитов, в которых наблюдались мелкие субмеридиональные складки с размахом крыльев от 10 до 30 м, хотя в целом синформа имеет здесь северо-западное простирание.



0 5 км.

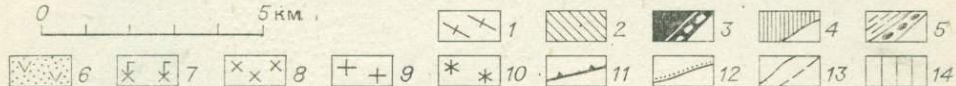


Рис. 3. Геологическая карта Харанурского участка (см. уч. III на рис. 1).

1 — гнейсы и диафориты Гарганской глыбы; 2 — карбонатные толщи монгошинской свиты (Rf); 3 — ультрабазиты с меланжем; 4 — габбро и пироксениты офиолитов нерасчлененные; 5 — ильчирская свита с олистостромовыми горизонтами; 6 — островудная вулканогенно-осадочная толща (оспинская свита); 7—9 — интрузивные образования субсунурского комплекса: 7 — габбро, диориты ранней фазы, 8 — диориты фазы II, 9 — тоналиты, плагииграниты; 10 — щелочные гранитоиды (PZ₂₋₃); 11 — надвиг; 12 — стратиграфические контакты; 13 — прочие геологические контакты; 14 — фосфатонесные карбонатные толщи боксонской серии.

К ультрабазитовой примыкает тектоническая пластина, сложенная габброидами и отделенная от ультрабазитов зоной меланжа с включениями габбро и пироксенитов. Вдоль контакта в габброидах наблюдаются зоны милонитизации и прожилковой кварц-сульфидной минерализации. В строении габброидной пластины (протяженностью 18 км) принимают участие полосчатые габброиды, варьирующие от пироксенитов до анортозитов. Полосчатость ориентирована в меридиональном направлении под углом к ограничению пластины. Интенсивные «псевдоморфные» изменения пород не нарушают первичных структур и ритмично-полосчатых текстур. В северо-восточной части пластины развиты равномерно-зернистые и пегматоидные амфиболовые габбро и габбро-диориты, соответствующие, вероятно, верхним габбро. В гипербазитах встречаются пикритовые, а в габбро — базальтовые и бонинитовые дайки, секущие полосчатость.

Ильчирская свита, подстилающая ультрабазитовую пластину, состоит из двух частей: песчаной черносланцевой и верхней зеленосланцевой. Последняя сложена зеленокаменно-измененными алевролитами, туфопесчаниками, базальтовыми порфиритами и их туфами. Исследованиями Н. Л. Добрецова и П. А. Рошкетаява здесь также установлены горизонты, содержащие олистолиты диабазов, офиолитовых габбро, вулканитов оспинской свиты и гранатовых амфиболитов докембрия.

Оспинская свита тектонически налегает на габброидную пластину. Наиболее полный ее разрез представлен в среднем течении р. Арлык-гол. В составе свиты преобладают зеленокаменные порфириты базальтового, андезитобазальтового, андезитового состава, переслаивающиеся с туфитами и туфопесчаниками. Фаунистических остатков в этой свите не найдено. Ее верхний возрастной предел устанавливается на основании несогласного перекрытия верхнедевонской молассой (сагансайская свита).

Харанурский участок офиолитов расположен в северо-западном углу Гарганской глыбы (см. рис. 1) и протягивается в северо-восточном направлении от р. Урик на 25 км при ширине 1—7 км (рис. 3). В западной части участка все покровы и составляющие их чешуи падают моноклинально к северо-западу, в восточной покровы смяты в складки, опрокинутые к юго-востоку (см. рис. 5). В ядре синформ обнажаются ультрабазиты, в ядре антиформы (в долине р. Зун-Холба) — мраморы монгошинской свиты (рис. 3). Как и на других участках, офиолитовый покров подстилается монгошинской свитой, которая в западной части участка сменяется меланжево-олистоостровым комплексом с линзами мраморов и кварцитов монгошинской свиты среди песчаников и черных алевролитов, относимых к ильчирской свите.

Сам офиолитовый покров состоит из трех крупных чешуй. Верхняя сложена ультрабазитами (дунитами, гарцбургитами, серпентинитами), местами надстроены полосчатым верлит-пироксенитовым комплексом. Он и подстилается либо серпентинитовым меланжем, либо тальк-карбонатными породами, либо тонкими чешуями черных сланцев. Внутри ультрабазитов также прослеживаются зоны меланжа с включениями родинитов и нефритовых пород. Средняя чешуя сложена вулканогенной зеленосланцевой толщей, сопоставимой с оспинской свитой Ильчирского «массива». В ее разрезе почти по простиранию чешуи удается наблюдать смену шиллоу-лав базальтового состава туфами и лавами андезитобазальтового состава и далее туфоесчаниками и алевролитами с туфами дацит-андезитового состава. В свою очередь эта свита по простиранию сменяется дайковым комплексом и габброидами, т. е. в средней чешуе удается выделить средние и верхние части офиолитового разреза и перекрывающей островодужной формации. Нижняя чешуя сложена ильчирской свитой, для которой в ряде мест установлен трехчленный разрез.

Нижняя часть разреза сложена преимущественно черными углистыми известняками и известковистыми алевролитами. Эта пачка присутствует и в подошве Боксонского покрова. В средней части разреза преобладают черные сланцы алеврито-глинистого состава, в верхней наблюдаются чередование черных и зеленых сланцев, песчаников, редко туфов и известняков и горизонты олистоостром, местами переходящие в мощные пачки.

В подошве офиолитовых чешуй в олистоостроме ильчирской свиты преобладают офиолитовые олистолиты (преимущественно метабазалты и метадиабазы), реже метатуфы и зеленые кремнистые алевролиты, сходные с оспинской свитой. Редко отмечаются обломки габбро, ультрабазитов, зерна хромита в песчаниках.

В контакте с монгошинской свитой присутствует меланжево-олистоостровый комплекс, в котором значительная часть блоков (особенно крупных) пород монгошинской свиты (доломиты, кварциты) является тектонической. С ильчирской свитой литологически сходна мангатгольская, перекрывающая на севере Боксонский покров, вероятно, по надвигу (см. рис. 3). В ее состав входят олистоостровые пачки с олистолитами пород Боксонского покрова, в том числе органогенных доломитов, фосфатсодержащих кремней и фосфоритов.

Улзытинский покров («массив») расположен западнее Харанурского, протягивается на 15 км (при ширине 0,5—3,5 км) к югу от долины р. Улзыта. Он более фрагментарен, чем предыдущий, и на геологической карте был отражен в виде нескольких мелких тел ультрабазитов и габбро. Разрезы через этот покров показаны на рис. 5 (IV—IV¹ и V—V¹). Верхняя ультрабазитовая чешуя сохранилась не полностью и представлена преимущественно серпентинитовым меланжем, в котором остались крупные блоки шиллоу-лав и габбро. Преобладает здесь средняя чешуя, в которой на правом берегу р. Ондольтой удалось наблюдать почти полный разрез офиолитов (см. рис. 5, IV—IV¹).

Здесь наблюдались серпентинизированные перидотиты, сменяемые полосчатыми верлит-пироксенитовым и габбро-пироксенитовым комплек-

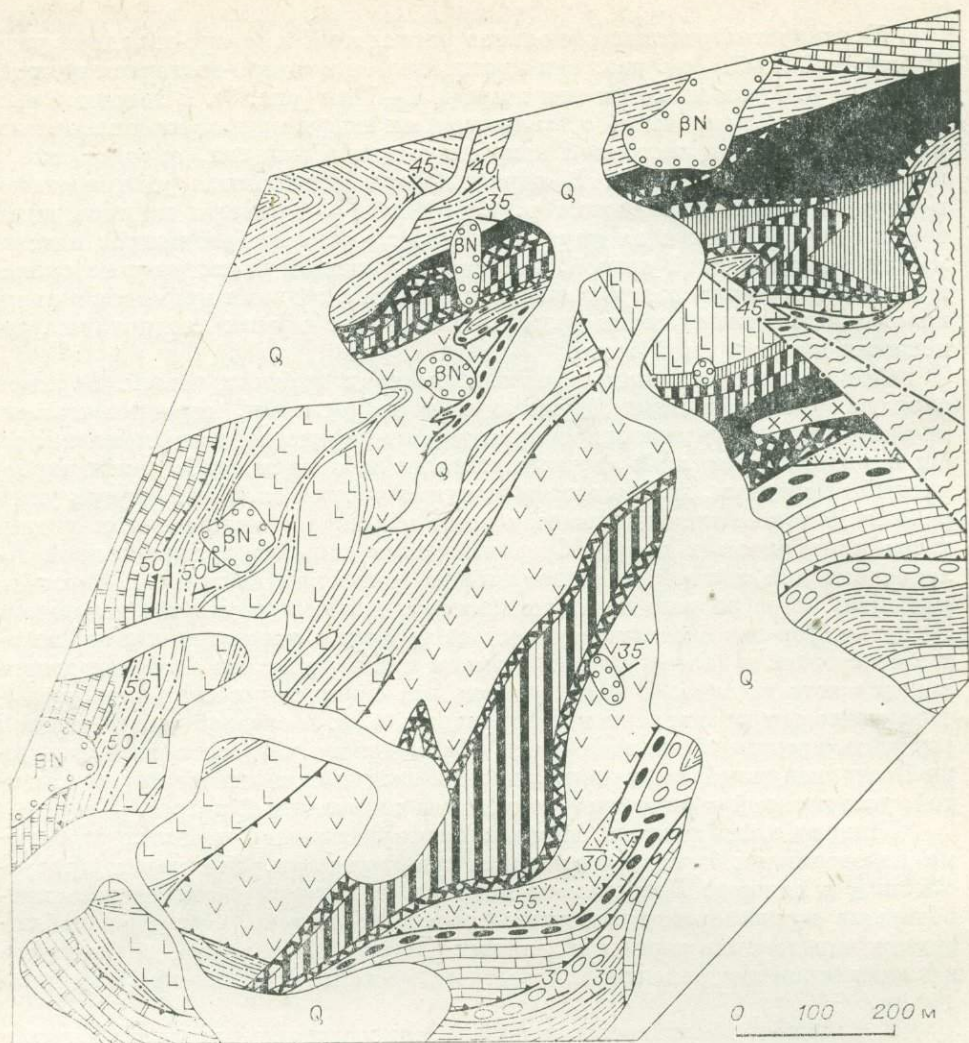


Рис. 4. Геологическая карта Дундзугурского участка (см. уч. VI на рис. 1).
Усл. обозн. см. на рис. 2.

сом. Переход к верхним габбро не отмечался, но прекрасно выражен переход от верхних пятнисто-такситовых габбро с отдельными дайками диабазов к комплексу параллельных даек диабазов со скринами габбро. Выше в отдельных чешуях встречаются шиллоу-лавы и туфы, туфопесчаники, сходные с оспинской свитой. Ниже этой офиолитовой чешуи залегают черные сланцы ильчирской свиты с олистолитами пироксенитов, габбро, диабазов, туфов, доломитов и кварцитов монгошинской свиты.

Последние преобладают в подошве крупной чешуи монгошинской свиты, расположенной южнее офиолитового покрова. Она отделена от поля монгошинской свиты, залегающей на гнейсах, и со всех сторон обрамлена черными алевролитами и песчаниками ильчирской свиты с олистолитами и (или) тектоническими блоками мраморов и кварцитов монгошинской свиты. Обе чешуи и подстилающая ильчирская свита смяты в опрокинутые к югу сжатые складки субширотного и северо-восточного простирания. Внутри офиолитовой чешуи наблюдались меридиональные складки, а простирание даек менялось от субширотного до СЗ 330—340°.

Таким образом, в междуречье Урика и Оки пластины офиолитов и монгошинской свиты погружены в мощную олистостромовую толщу ильчирской свиты, которая как бы замещает более цельные офиолитовые пластины — Харанурскую на востоке и Дундзугурскую на западе.

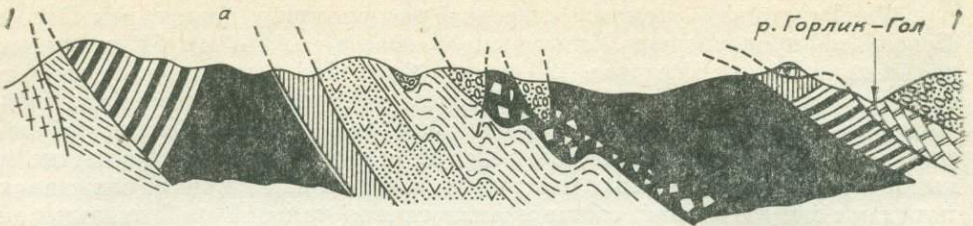
Дунджугурский участок («массив») расположен в долине рек Ока и Боксон на продолжении Улзытинского «массива». На опубликованных ранее геологических картах [20 и др.] здесь были показаны отдельные тела ультрабазитов и габбро-диабазовый интрузивный комплекс, прорывающий карбонатные породы монгошинской свиты и боксонской серии. Нами установлено покровно-чешуйчатое строение этого участка и выделены пять аллохтонных пластин (рис. 4); из них нижняя, сложенная породами монгошинской свиты и аналогичная таковой на Улзытинском участке, и верхняя, представленная породами боксонской серии, к офиолитам не относятся и отделены от них сланцами ильчирской свиты с олистостромовыми пачками. Вторая чешуя (нижняя в пакете офиолитовых чешуй) сложена олистостромой ильчирской свиты с графитисто-терригенным и графитисто-карбонатно-терригенным матриксом, метаморфизованным в фации зеленых сланцев, и крупными телами (олистоплаками) габбро-диабазов и титанистых габбро, сходных по составу с океаническими базальтами. Средняя чешуя представлена полным разрезом офиолитов с преобладанием metabазальтов и туфогенных образований. В верхнем покрове офиолитов наиболее распространены серпентинизированные перидотиты и породы переходной кумулятивной зоны с подчиненным количеством габбро.

Ультрабазиты верхней чешуи (иногда расчленяются на дополнительные чешуи) представлены нацело серпентинизированными гарцбургитами с верлитами и дунитами в подчиненном количестве. Переходная зона имеет сложное полосчатое и сетчато-полосчатое строение, обусловленное сочетанием метадунитов, верлитов, пироксенитов и габбро. В верлитах и оливиновых пироксенитах наблюдаются полосчатость и кумулятивные структуры, а жилы габбро с пироксенитовыми оторочками и окончаниями образуют сложную сеть, пересекаемую, в свою очередь, прямолинейными дайками диабазов, иногда с родингитовыми оторочками.

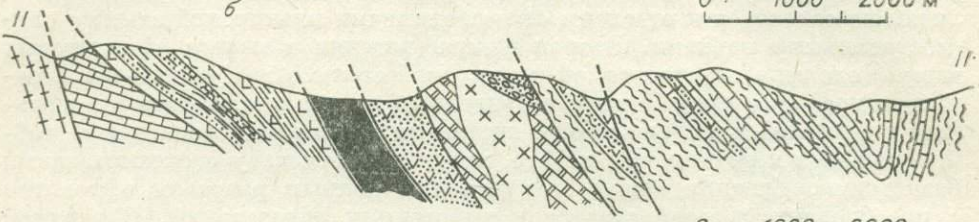
Средняя офиолитовая чешуя слагает центральную часть покрова и изучена наиболее детально. В основании ее в юго-восточной части отчетливо картируется офиолитокластовая олистострома с разноразмерными олистолитами диабазов и базальтов, реже габбро и прослоями граувакковых песчаников с обломками пироксенов и диабазов. В северо-западной части в основании чешуи резко преобладают базальтовые брекчии, как правило, не сортированные. Центральная и южная части сложены пиллоу-лавами и пиллоу-брекчиями, среди которых присутствуют толеитовые базальты и бониниты. Северная часть представлена практически полным разрезом офиолитов. В правом борту р. Ока выше впадения р. Боксон установлен следующий разрез (рис. 5, VI—VI¹): апонеридотитовые серпентиниты; переходная зона перидотитов, пироксенитов и габбро, аналогичная таковым в верхней чешуе; нижние крупнозернистые габбро преимущественно диопсид-анортитового состава, часто с полосчатостью от пироксенитов до анортозитов; верхние пироксен-амфиболовые габбро, более мелкозернистые, массивные или такситовые; габбро-диабазовый комплекс параллельных даек, в котором установлены несколько генераций даек и вариации составов от пикритовых базальтов до бонинитов и андезитов (диоритов); пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии базальтов, сменяемые андезитобазальтами и андезитами.

Доломиты Боксонского покрова с брекчиями в основании залегают на разных чешуях офиолитового покрова, в том числе на серпентинитовом меланже верхней чешуи (см. рис. 5). Ранее этот контакт трактовался как трансгрессивный с корой выветривания.

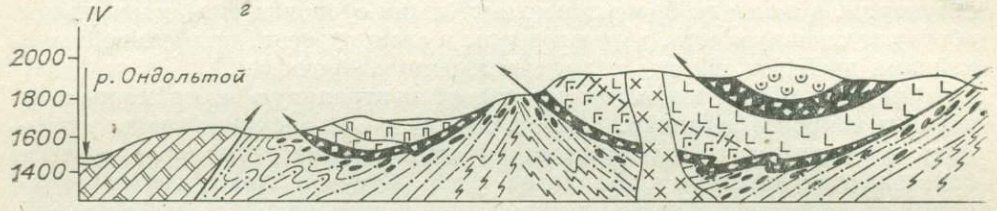
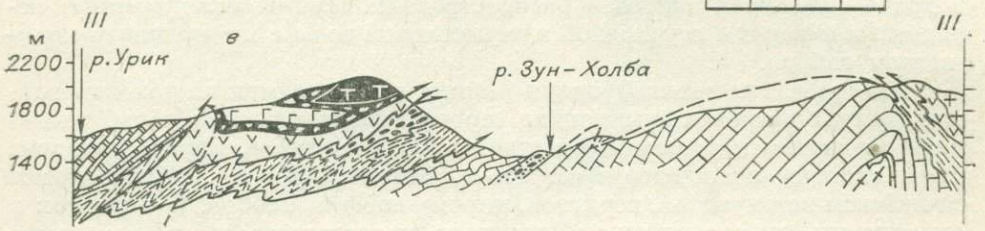
Разрез офиолитов обрамления Гарганской глыбы, составленный на основе сопоставления отдельных детальных участков офиолитовых покровов (см. рис. 2—4), представляется достаточно полным и соответствует классической модели: дунит-гарцбургитовый сетчато-полосчатый комплекс; переходный кумулятивный комплекс; «нижнее» габбро; «верхнее» габбро; комплекс параллельных даек; пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии.



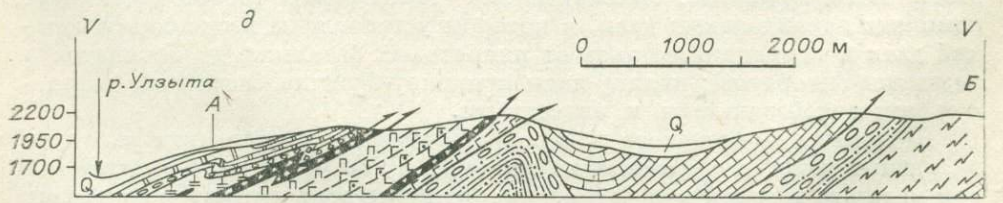
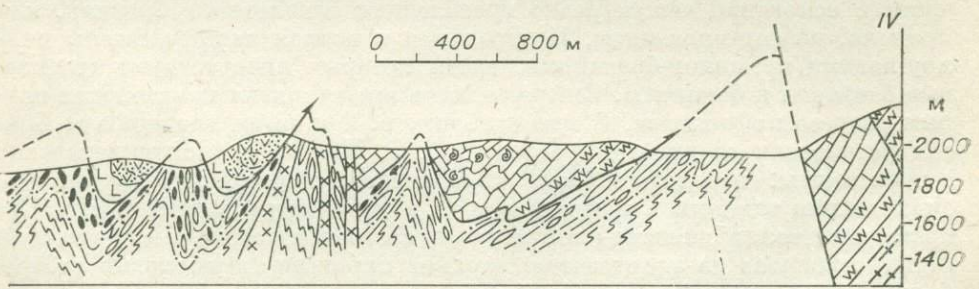
0 1000 2000 м



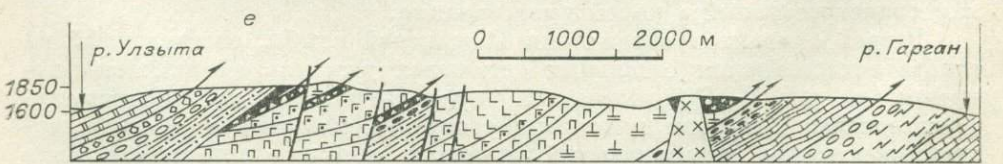
0 1000 2000 м



0 400 800 м



0 1000 2000 м



0 1000 2000 м

- | | | | | | | | |
|---|----|----|----|----|----|----|---|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | |

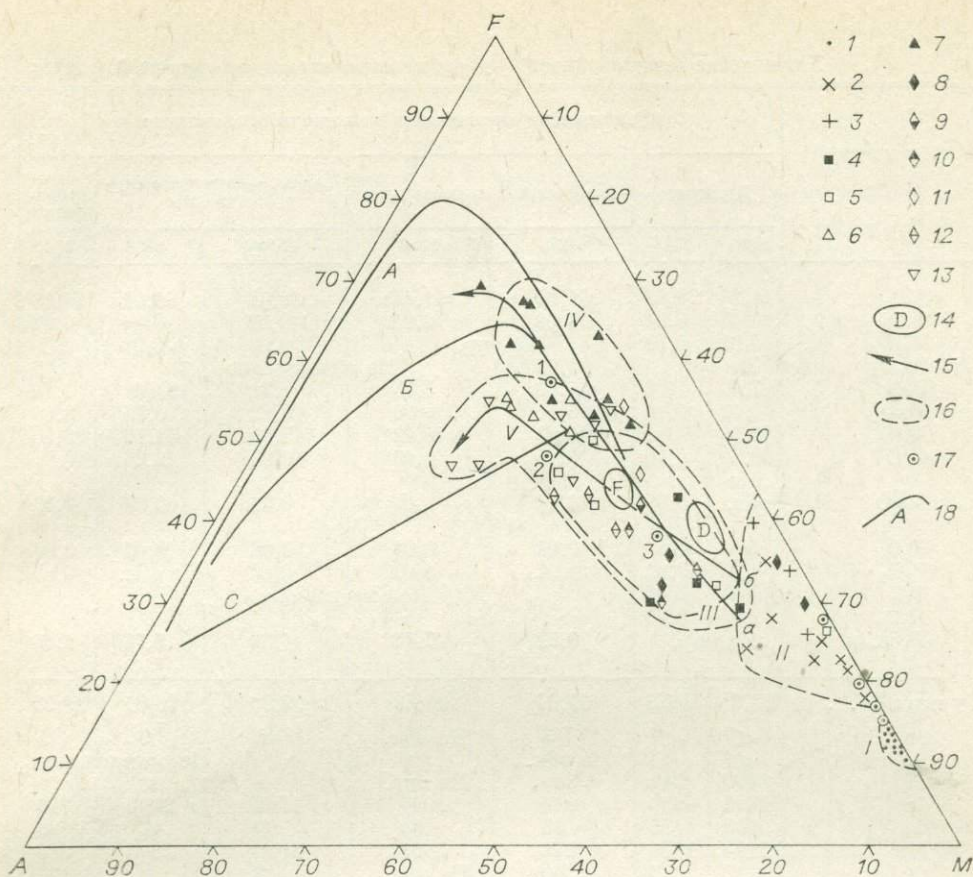


Рис. 6. Диаграмма AFM для пород офиолитового комплекса обрамления Гарганской глыбы.

1 — дуниты и гарцбургиты; 2 — оливковые пироксениты и пироксениты; 3, 4 — нижние (3) и верхние (4) габбро; 5 — породы дайкового комплекса; 6, 7 — толеиты океанического типа в покровах (6) и олистолитах (7); 8—12 — породы марианит-бонинитовой серии: марианиты (8), бониниты в дайках (9) и лавах (10), магнизиальные андезиты в дайках (11) и лавах (12); 13 — андезиты и андезитобазальты; 14 — средний состав срединно-океанических базальтов по [13]; 15 — тренды дифференциации океанических толеитов и островодужных долеритов; 16 — поля составов различных пород (I — ультрабазитов, II — кумулятов и нижних габбро, III — верхних габбро и пород дайкового комплекса, IV — океанических толеитов, V — пород марианит-бонинитовой и островодужной серий); 17 — средние составы (1 — океанических толеитов, 2 — островодужных андезитобазальтов, 3 — марианит-бонинитовой серии). Дискриминационные линии (18) нанесены по [13].

Рассмотрим подробнее петрохимию, геохимию и особенности минерального состава выделенных частей офиолитового разреза.

Тела дунит-гарцбургитового сетчато-полосчатого комплекса выделялись предыдущими исследователями как самостоятельные гипербазитовые интрузии или протрузии, состав их охарактеризован достаточно полно [8, 19, 20, 25]. Они не отличаются от типичных респитовых («метаморфических») ультрамафитов офиолитов [13]. Наиболее крупные пластины респитовых гипербазитов присутствуют на Оспинском и Харанурском участках (см. рис. 2, 3). Здесь мы остановимся лишь на некоторых типах пород, не получивших в литературе достаточного освещения, а именно на регенерированных дунитах.

Рис. 5. Сводные геологические разрезы обрамления Гарганской глыбы (местоположения разрезов показаны на рис. 1—4).

Усл. обозн. для а, б см. на рис. 2, для в — на рис. 3.

1 — серпентинизированные дуниты и гарцбургиты; 2 — кумулятивный верлит-пироксенит-габбровый комплекс; 3, 4 — нижние (3) и верхние (4) габбро; 5 — микрогаббро и диабазы дайкового комплекса; 6 — метабазальты; 7 — амфиболиты; 8 — зоны меланжа; 9 — брекчии; 10 — олистохромы офиолитокластовые (а), карбонатнокластовые (б); 11 — карбонатные толщи монгопшинской свиты; 12 — доломиты боксонской серии; 13 — метаалевролиты и углистые сланцы ильчирской свиты; 14 — четвертичные отложения; 15 — надвиги (а) и прочие геологические границы (б).

Химические анализы (вес.%) и содержание элементов-примесей (г/т) в

Компонент	Дунит-гарцбургитовый сетчато-полосчатый комплекс						
	Дуниты		Регенерированные дуниты		Апоперидотитовые серпентиниты		Ортопироксенит
	1230	1246	1255	1282	С-65в	с-66	1290
SiO ₂	41,24	39,82	41,86	41,46	39,84	41,02	54,46
TiO ₂	0,03	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02
Al ₂ O ₃	0,32	0,79	He опр.		0,09	0,98	0,30
Fe ₂ O ₃	He опр.		1,33	He обнаружено			0,06
FeO	7,03	7,86	5,20	5,75	7,21	6,10	7,10
MnO	0,12	0,14	0,11	0,09	0,12	0,15	0,18
MgO	46,86	46,05	44,22	44,42	47,61	41,16	33,50
CaO	0,20	0,10	0,17	0,16	0,23	2,25	0,60
Na ₂ O	He обн.	0,05	0,18	0,04	0,33	0,30	0,43
K ₂ O	»	He обн.	0,04	0,04	0,06	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	He обн.	0,05
CO ₂	0,45	0,45	He определялось				
H ₂ O	2,35	3,75	»				
П. п. п.	He опр.		6,52	7,88	4,39	7,78	1,80
Сумма . . .	98,95	99,73	99,67	99,89	99,93	99,81	99,55
Sr	<7	<7	3	He обн.	6	9	5
Ba	<7	15	He обн.	9	He определялось		
Ti	400	542	350	He опр.	»	»	
Cr	1800	4600	800	2044	1100	2400	770
Co	115	135	36	95	59	47	36
Ni	2400	1650	220	3304	2600	2200	380
Cu	7	7	300	He обн.	3	9	120
Zn	140	250	49	37	He обн.		230
V	23	27	<50	He обн.	»	»	<50
Zr	7,6	19	He опр.	»	He определялось		
Y	<4,6	<4,6	»	»	»	»	»

Регенерированные дуниты — светло-желто-зеленые отчетливо зернистые породы с идиоморфными выделениями полупрозрачного оливина и мелкой сыпью хромшпинелидов. Они встречаются в центральной части Оспинского и в северной краевой части Харанурского покровов в виде отчетливых жильных тел до 20—30 м мощностью среди серпентинизированных дунитов. По минеральному и химическому составу они практически неотличимы от вмещающих дунитов (табл. 1). Оливин в них, как и в других ультрамафитах, отличается малыми вариациями железистости ($f = 7-10\%$), но содержания NiO в них более низкие (0,21—0,24%) по сравнению с реститовыми дунитами и гарцбургитами (0,35—0,37%; см. табл. 4). Это легко объяснить тем, что при серпентинизации оливина никель обычно выносятся, поэтому образующийся при десерпентинизации вторичный оливин будет обеднен NiO. На диаграмме AFM (рис. 6) все ультраосновные породы сетчато-полосчатого комплекса, в том числе и регенерированные дуниты, попадают в узкое поле офиолитовых реститов, по Р. Г. Колману [13].

Переходный кумулятивный комплекс отличается разнообразием состава слагающих его пород, ритмически-полосчатым строением и по этим признакам очень сходен со строением нижних частей расслоенных гипербазит-базитовых плутонов типа Стиллаутер, Бушвельда и др. Кумулятивный комплекс имеет разное строение в северо-западном и юго-восточном бортах Гарганского антиклинория. На Ильчирском и Оспинском участках восстанавливается следующий разрез кумулятивного комплекса: тонкое (1—20 см) ритмическое чередование дунитов и хромититов (мощность 200 м); ритмическое переслаивание (от 20 см до 1 м) перидоти-

ультрабазитах и габброидах офиолитов Восточного Саяна

Переходный кумулятивный комплекс					
Оливиновые уралитизированные пироксениты			Клинопироксенит уралитизированный	Габбро-пироксениты	
с-26а	1336	1358	с-31	2560	2560а
49,66	47,62	48,15	56,26	47,40	46,04
0,05	0,03	0,13	0,15	0,11	0,10
1,61	6,43	5,83	8,77	15,44	14,19
Не обн.	0,78		Не опр.	0,81	0,09
8,60	7,02	5,93	8,53	3,63	4,90
0,15	0,14	0,13	0,20	0,11	0,11
29,42	22,46	21,42	15,61	11,82	12,35
2,17	8,90	13,78	12,02	13,97	15,52
0,27	0,53	Не обн.	0,80	1,75	1,44
0,06	0,07	»	0,05	0,28	0,02
0,01	0,04	0,05	0,04	Не обн.	
	Не опр.	0,45	0,40	Не опр.	
	»	2,77	1,83	»	
7,57	5,11		Не опр.	4,76	5,02
99,57	99,13	99,01	100,08	99,48	99,48
5	13	<7	168	270	230
		<7	15	Не опр.	
		1302	1133	1100	110
2300	340	1600	700	360	340
34	45	64	40	35	37
430	1300	490	68	120	130
7	340	7	7	200	51
Не обн.	240	68	Не опр.	37	41
»	<50	122	171	<50	<50
		7,8	16	Не опр.	
		<4,6	<4,6	»	

тов (верлитов), оливиновых клинопироксенитов, оливиновых габбро, иногда анортозитов (400—500 м); ритмическое чередование (от 1 мм до 1 м) габбро, пироксенитов и анортозитов (1200—1500 м). На Харанурском, Ульзытинском и Дундзугурском участках также можно иногда видеть ритмическое переслаивание верлитов, пироксенитов и габбро, но эти породы, настолько густо пронизаны жилами габбро-пироксенитов и габбро, что переходный комплекс имеет здесь сетчато-полосчатый или брекчиевидный облик.

Породы кумулятивного комплекса обычно развиты в краевых частях ультрамафитовых пластин и поэтому сильно изменены. Дуниты и перидотиты, как правило, нацело серпентинизированы и распознаются в шлифе только благодаря различию продуктов серпентинизации оливина и пироксена. Последний бастилизирован и образует более крупные, чем оливин, ойкокриты с включениями его идиоморфных зерен. Типично кумулятивная структура перидотитов отличает их от реститовых гарцбургитов. Плаггиоклазы в габбро и анортозитах нацело замещены землистыми агрегатами минералов из группы эпидота, пироксены — уралитовым амфиболом. В некоторых прослоях габбро, видимо, присутствовал ортопироксен, так как наряду с уралитовыми встречаются гомоосевые псевдоморфозы серпентина и тремолита по мафическому минералу.

У пород кумулятивного комплекса по сравнению с реститовыми более высокие железистость и щелочность (см. табл. 1, рис. 6), они занимают обширное поле на диаграмме АФМ между метаперидотитами и базальтоидами. Особенности их состава согласуются с более высокой железистостью сохранившегося в них диопсида ($f = 13-16\%$, см. табл. 5) и

Нижние габбро уралитизированные			Верхнее габбро			
с-265	с-305	с-30г	1127	1132	1311	1375
48,98	51,71	55,66	47,05	48,94	47,94	52,65
0,10	0,12	0,12	0,14	0,05	0,07	0,12
13,88	8,81	3,48	14,44	16,00	15,24	14,99
	Не определялось			2,71	1,67	Не опр.
8,05	7,87	6,36	6,49	5,55	3,49	5,71
0,17	0,17	0,15	0,12	0,17	0,10	0,12
11,98	15,27	17,65	11,90	8,52	10,68	10,04
14,72	11,88	12,72	14,45	13,26	14,07	9,54
0,40	0,29	0,52	2,47	1,01	1,46	3,05
Не обн.	0,02	0,20	0,17	0,09	0,06	0,41
0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,02	0,03
0,50	0,35	Не опр.	0,80	Не опр.		0,25
2,16	2,32	»	1,45	»		1,63
Не опр.		3,12	Не опр.	3,51	4,69	Не опр.
100,99	99,00	100,05	99,66	99,86	99,49	98,58
173	112	160	396	280	210	144
21	7	Не опр.	22	Не опр.		141
947	1083	»	1168	500	800	1200
360	1300	1300	1100	160	150	350
34	46	34	31	31	36	20
67	231	220	200	72	140	76
7	8	14	70	11	190	7
Не опр.		Не обн.	75	75	63	44
125	137	»	14	50	50	99
<7,6	13	Не опр.	7,8	Не опр.		8,0
<4,6	4,6	»	<4,6	»		<4,6

Примечание. Химические анализы выполнены в ГИН БФ СО АН СССР, аналитики В. А. Иванова, И. В. Акишева, Г. В. Базарова. Содержание элементов-примесей определено атомно-абсорбционным методом со спектральным окончанием. Аналитики И. В. Акишева, О. Огурцова. Звездочкой помечены элементы-примеси, определенные эмиссионно-спектральным методом и квантометрическим методом, аналитики Гриневская, Черногорова, Коровин, ГЕОХИ им. Вернадского АН СССР.

обогащенностью этих пород плагиоклазом. По содержанию элементов-примесей кумуляты близки к реститовым ультрамафитам. В то же время в них, как это видно на диаграмме Ti — Cr (рис. 7), более высоки концентрации титана и низки — хрома. Положительная корреляция этих элементов (см. рис. 7) в тех и других породах обусловлена тем, что их главными минералами-концентраторами в породах обоих типов выступают хромшпинелиды.

Разделение офиолитовых габбро на «нижний» и «верхний» комплексы намечалось только в северо-западном обрамлении Гарганской глыбы. Здесь в непрерывном разрезе вслед за кумулятивной зоной следуют грубозернистые пироксен-плагиоклазовые и встречающиеся реже амфиболовые габбро. По валовому составу и составу пироксенов (см. табл. 1,5) эти породы аналогичны габбро из прослоев кумулятивной зоны и на диаграмме AFM (см. рис. 6) не выходят из поля кумулятов офиолитов по Р. Г. Колману [13].

«Верхнее габбро» в разрезах северо-западной части рассматриваемого района отличается массивной, часто такситовой неравномерно-зернистой текстурой. Из темноцветных минералов в них наряду с пироксеном широко распространена бледно-зеленая роговая обманка. На Ильчирском и Оспинском участках аналогичные породы наращивают разрез верхней (габбро-пироксенит-анортозитовой) части кумулятивного комплекса. Здесь в «верхних габбро» иногда встречаются разновидности, обогащенные титаномагнетитом, жилы габбро-пегматитов, кварцевых биотит-роговообманковых диоритов и плагиогранитов. В этих габбро обычно много порфировых и диабазовых даек.

По химическому составу «верхние габбро» — преимущественно высокомагнезиальные, низкохромистые и низкотитанистые породы. Они име-

ют более высокую железистость, богаче щелочами по сравнению с габбро кумулятивного комплекса. Железистость клинопироксена в них поднимается до 30% (см. табл. 5) и часто превышает железистость этого темноцветного минерала из офиолитовых даек и базальтов.

Дайковый комплекс выделен нами в данном районе впервые. В южном поясе наблюдаются единичные дайки диабазов и микрогаббро в пределах распространения габброидов и более редкие дайки пикритового состава в ультраосновных породах. Мощность даек варьирует от 1 до 4 м. В северном поясе во всех участках (см. рис. 3, 4) установлен комплекс параллельных даек, аналогичный описанному в офиолитах Троодоса и других районах Средиземноморья [13]. Такое строение габбро-диабазового комплекса удается уверенно реконструировать лишь на некоторых

участках в связи с тем, что при метаморфических изменениях сильно затушевываются внешние различия между дайками близкого диабазового состава. В непрерывном офиолитовом разрезе на Дунджугурском участке (см. рис. 5) наблюдается постепенный контакт между верхними габбро и дайковым комплексом. Зона контакта составляет 200—300 м. Вначале в габброидах появляются единичные дайки и неправильные жилы диабазов, затем вверх по разрезу количество даек увеличивается, и в конечном счете картируется сплошной рой даек со «скринами», габбро и пироксенитов. Внутри дайкового комплекса выделяются как минимум три генерации разновозрастных даек.

Самые ранние дайки представлены диабазами и микрогаббро с односторонними зонами закалки (до 2—3 см мощностью). Эти дайки субпараллельны и, судя по характеру зон закалки, их образование происходило в узком временном интервале. Первичными пороодообразующими минералами в них выступают моноклинный пироксен, роговая обманка, плагиоклаз, ильменит или титаномагнетит, замещаемый сфеном. По составу эти дайки близки к олистолитам диабазов океанического типа (табл. 2, обр. 2068a).

Вторая генерация даек, отчетливо секущая предыдущие дайки, представлена пироксеновыми порфиритами, соответствующими марианит-бонинитовой серии (табл. 3). Порфировые выделения ортопироксена (возможно, и клиноэнстатита) замещены баститом. В зональных пироксенах внешняя кайма, сложенная первично авгитом, замещена актинолитом. Основная масса породы сложена кварцем, альбитом, хлоритом и игольчатыми актинолитовыми псевдоморфозами по клинопироксену. Третья генерация даек, как правило в виде ветвистых и маломощных прожилков, представлена микродиоритами и микрогаббро-диоритами, соответствующими по составу островодужным базальтам и андезитами (см. табл. 2, обр. 1314a, 2079a).

Выделенные генерации наряду с петрографическими имеют и четко выраженные петрохимические различия. Первая генерация представлена высокотитанистыми породами, отвечающими по химическому составу

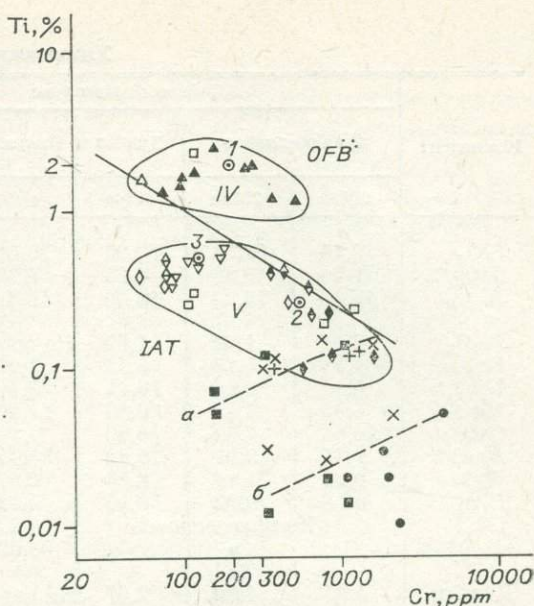


Рис. 7. Диаграмма Ti — Cr для пород офиолитового комплекса Восточного Саяна. Усл. обозн. см. на рис. 6. Дискриминационная линия между островодужными (IAT) и океаническими (OFB) базальтами нанесена по [29]. Тренды составов офиолитовых габбро и кумулятов (а), реститовых ультрабазитов (б).

Химический состав (вес.%) и элементы-примеси

Компонент	Дайковый комплекс					Пиллоу-лавы в покровах			
	Габбро-диабаз		Диабаз	Пикриты	Mg-диабазы	Порфирит			
	2068a	2079a	1314a	c-15	2070б	c-37	c-69в	c-68a	c-68б
SiO ₂	47,16	52,38	53,96	39,01	48,56	39,74	45,58	42,98	47,08
TiO ₂	1,50	0,28	0,25	0,23	0,12	2,62	2,22	2,60	1,60
Al ₂ O ₃	16,08	16,20	16,00	11,88	8,70	11,20	15,08	14,41	16,62
Fe ₂ O ₃	2,01	1,52	1,69	He опр.	1,10	1,86	1,07	1,33	1,48
FeO	7,72	5,97	6,75	9,06	7,48	9,13	10,96	10,91	8,05
MnO	0,15	0,15	0,14	0,11	0,17	0,18	0,19	0,18	0,16
MgO	6,95	7,15	6,19	24,99	19,79	6,96	5,60	6,45	4,32
CaO	10,64	7,52	6,00	4,40	6,85	17,50	10,24	11,62	9,67
Na ₂ O	2,71	3,01	5,40	0,11	0,32	2,32	3,34	3,39	5,18
K ₂ O	0,03	1,10	0,16	0,05	0,08	0,99	1,43	1,07	0,12
P ₂ O ₅	0,14	0,02	0,05	0,12	0,02	0,37	0,40	0,60	0,23
CO ₂	Не определялось			0,20	Не определялось				
H ₂ O ⁺	»			8,90	»				
П. п. п.	4,87	4,60	2,67	He опр.	6,78	7,02	3,77	4,24	4,79
Сумма	99,96	99,90	99,26	99,33	99,97	99,89	99,88	99,78	99,30
Sr	150	110	126	<7	10	Не определялось			
Ti	He опр.		2600	1700	He опр.	»			
Cr	120	120	110	1200	1600	»			
Co	44	38	34	94	48	»			
Ni	68	78	66	570	590	»			
Cu	55	8	380	<7	<1	»			
Zn	75	36	63	He опр.	76	»			
V	220	55	110	111	<50	»			
Zr	Не определялось			52	He опр.	»			
Y	»			15	»	»			

океаническим толеитам, преобладающим в виде олистолитов в ильчирской свите. Дайки второй генерации представлены породами марианит-бонинитовой серии, третьей — сложены толеитами и андезитами островодужного типа. Эти особенности состава и последовательность хорошо совпадают с последовательностью формирования вулканитов в офиолитовых разрезах. Особняком стоят пикриты и оливинные диабазы (см. табл. 2, обр. с-15 и 2070б), присутствующие в нижней кумулятивной части разреза и не имеющие аналогов среди вулканитов. Следует оговорить, что породы дайкового комплекса, как и перекрывающие их вулканиты, подверглись сильным вторичным изменениям — спилитизации и зеленокаменному метаморфизму. Часто образуются псевдоморфозы по пироксенам (см. выше), плагиоклаз нацело альбитизирован, по стеклу развиваются хлоритовые и хлорит-альбитовые агрегаты. Метаморфические изменения имеют различный характер в южном и северном поясах. В северном поясе они сохранили первичные структуры и текстуры (отсутствие динамометаморфизма), в южном метаморфизм сопровождается появлением blastовых структур и сланцеватости (т. е. проявлением динамометаморфизма).

Перекрывающие пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии наблюдаются в едином разрезе с дайковым комплексом лишь на Дунджугурском и Улзытинском участках, в остальных случаях они тектонически отделены от пород дайкового комплекса. По структурно-текстурным особенностям выделяется несколько типов базальтов: афировые, порфировые, миндалекаменные пиллоу-лавы и пиллоу-брекчии. В самых верхних частях разреза появляются массивные лавы (без пиллоу-текстур), а также туффиты и гиалокла-

(г/т) в диабазах и офиолитах Восточного Саяна

Океанические диабазы в олистолитах									
Диабаз		Порфирит		Диабаз					
2565ж	с-21б	с-22	с-21в	2061	2069	2568б	2568ж	2572а	2572г
47,70	48,73	44,02	48,45	48,80	50,12	50,00	52,01	50,98	55,96
1,51	1,17	1,14	2,45	1,86	1,82	1,71	1,59	1,31	1,49
12,69	13,99	15,82	13,89	14,89	13,84	14,18	14,42	13,80	14,78
	Не определялось			0,14	опр.	4,91	2,85	3,72	1,65
12,13	10,66	12,09	13,36	11,01	10,31	9,51	10,00	9,80	8,76
0,20	0,18	0,12	0,21	0,18	0,17	0,18	0,19	0,18	0,16
6,93	8,12	7,62	6,53	6,01	7,06	4,18	3,83	5,26	3,47
8,47	10,70	12,26	10,52	8,35	6,65	7,55	6,87	6,36	4,44
3,50	1,95	1,54	1,45	3,22	4,64	3,25	3,13	3,64	4,54
0,07	0,01	0,58	0,05	1,35	0,78	0,58	0,30	0,50	0,35
0,15	0,11	0,10	0,23	0,17	0,21	0,16	0,14	0,12	0,16
1,70	0,35	Не опр.	0,35	Не опр.	0,35	Не определялось			
4,05	2,66	»	3,07	»	3,52	»			
Не опр.		4,47	Не опр.	3,67	Не опр.	3,71	4,50	4,25	4,24
99,11	98,68	99,76	100,58	99,14	99,50	99,92	99,83	99,92	100,00
158	227	160	291	250	135	250	210	250	160
10130	8276	Не опр.	13635	Не опр.	12800	Не определялось			
54	370	530	155	270	260	120	99	74	96
31	44	45	47	43	46	40	35	49	28
21	69	95	49	65	46	20	20	34	24
11	12	39	47	77	62	27	23	34	10
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	95	Не опр.	96	18	120	77
330	270	»	580	250	430	330	270	240	250
68	40	»	140	Не опр.	140	Не определялось			
34	19	»	32	»	40	»			

ститы. Хорошо выраженную подушечную текстуру удается наблюдать редко в связи с интенсивной спилитизацией и процессами метаморфизма.

Как и в дайках, по петрохимическим и геохимическим особенностям среди базальтов можно выделить три генетические группы пород:

первая представлена высокотитанистыми базальтами и диабазами (см. табл. 2). Породы ее очень редко встречаются в покровах (Харанурский и Дунджургурский участки) — лишь в самой нижней части базальтового разреза на границе с дайковым комплексом. По составу с этой группой сопоставимы дайки первой генерации северного пояса. На диаграммах Ti — Cr (см. рис. 7) породы ее занимают отдельную область попадающих в поле срединно-океанических базальтов [27, 29]. Тренд этих пород на диаграмме AFM (см. рис. 6) отличается от тренда пород бонинит-марианитовой и островодужной серий. Проанализированные пироксены из этой группы пород (табл. 4, 5) представляют собой титаноавгиты и на дискриминационных диаграммах по [28] все попадают в поле пироксенов из толеитов срединно-океанических хребтов. Их железистость варьирует от 22—30 (как в верхних габбро) до 50%;

вторая группа представлена породами марианит-бонинитовой серии, получившей наибольшее распространение в северном поясе. В ней можно выделить три подгруппы: марианиты, бониниты и ассоциирующие с ними магнизиальные андезиты. Марианиты, макроскопически диагностируемые как полифировые пироксеновые порфириты (см. выше), встречены только в дайках. Бониниты и магнизиальные андезиты встречены как в базальтоидной серии, так и в дайковом комплексе. На диаграммах Ti — Cr, TiO₂ — FeO_{общ} /MgO (см. рис. 7) они попадают в группу островодуж-

Островодужные лавы в покровах					
Базальт	Андезит	Базальт			
		с-50	с-60а	2555б	2555ж
48,79	62,22	50,74	50,20	48,62	43,86
0,50	0,50	0,47	0,57	0,32	0,36
17,21	15,50	17,51	14,93	17,60	16,18
He опр.	3,62	3,54	He опр.	3,84	2,72
9,08	3,10	5,75	10,86	5,10	6,60
0,17	0,10	0,17	0,15	0,14	0,13
6,28	3,48	6,59	4,31	7,05	6,36
7,72	3,84	4,81	10,03	5,66	12,05
2,35	3,93	4,77	4,42	2,86	1,64
0,53	0,05	0,14	0,15	1,76	0,26
0,13	0,10	0,05	0,10	0,01	Сл.
0,55	He опр.		0,55	He опр.	
0,49	»		4,21	»	
He опр.	2,96	4,97	He опр.	6,84	9,53
97,88	99,40	99,51	100,50	99,80	99,75
256	360	69	12	84	52
4716	He опр.	4027	4989	He опр.	
170	170	110	180	82	82
22	30	23	24	40	35
27	90	47	20	51	58
14	24	72	74	46	31
He опр.	He опр.	He опр.	He опр.	84	79
330	»	205	500	84	63
17	»	26	29	He опр.	
17	»	26	24	»	

ных толеитов, образуя с островодужными базальтоидами единый тренд. Главное их отличие от последних — более низкое содержание TiO_2 , Al_2O_3 , CaO при высоком содержании одновременно SiO_2 и MgO , Cr_2O_3 ;

третья группа представлена островодужными андезитами и андезитобазальтами, по геохимическим характеристикам сходными с магниезальными андезитами марианит-бонинитовой серии и образующими единый тренд с последними на диаграммах $Ti - Cr$, $TiO_2 - FeO_{общ} / MgO$ и AFM (см. рис. 6, 7). Отличаются магниезальные андезиты от обычных по тем же параметрам — соотношению TiO_2 , Al_2O_3 , MgO . Использование дискриминационной диаграммы $Ti - Zr - Y$ [29] затруднено в связи с нарушением первичных соотношений этих элементов при вторичных процессах.

Интересен характер распределения РЗЭ в породах дайкового комплекса и верхних габбро (рис. 8), хотя в связи с небольшим количеством данных можно делать лишь предварительные выводы. В целом по уровню содержания РЗЭ офиолиты Восточного Саяна сопос-

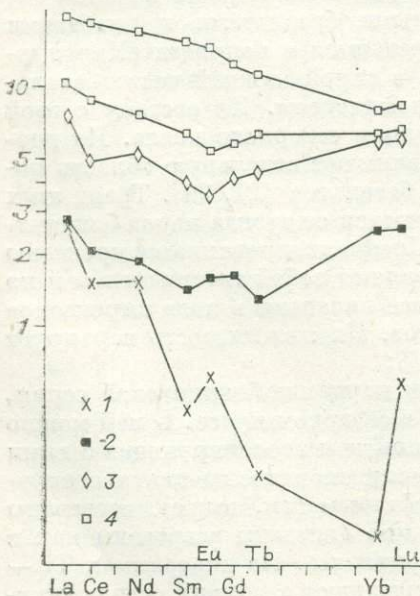


Рис. 8. Графики нормированных по [3] содержания РЗЭ в породах офиолитового комплекса Восточного Саяна.

1 — пироскенилы кумулятивной зоны; 2 — верхнее габбро; 3 — бонинит; 4 — диабазы дайкового комплекса.

Таблица 3

Химический состав (вес.%) и элементы-примеси (г/т) в породах бонинит-марианитовой серии

Компонент	Дайки								Пиллоу-лавы					Средние безводные составы		
	Марианиты				Бонинит	Магнезиальные андезиты			Бониниты			Магнезиальные андезиты		Океанический толеит	Бонинит	Островодужный толеит
	1746	20676	2584г	с-28	с-26в	2058а	2058б	1372	2555	2579а	2584б	2567в	2577а	п-14	п-13	п-5
SiO ₂	57,66	54,24	54,94	51,81	54,18	55,34	53,18	53,44	51,53	57,40	50,88	52,38	52,94	50,10	56,36	51,91
TiO ₂	0,10	0,22	0,20	0,12	0,43	0,37	0,33	0,26	0,31	0,22	0,39	0,36	0,35	1,87	0,29	0,47
Al ₂ O ₃	20,03	11,72	12,03	7,93	14,48	14,43	16,42	14,86	15,25	9,28	14,40	15,09	15,06	14,84	13,63	17,89
Fe ₂ O ₃	0,72	0,93	1,13	Не обн.		Не опр.	0,34	Не обн.	Не опр.	1,09	2,13	3,35	2,36	1,42	0,97	2,17
FeO	6,05	6,59	6,31	9,00	7,73	9,70	7,72	7,68	6,78	4,33	6,31	4,90	5,18	10,92	7,27	8,02
MnO	0,12	0,13	0,13	0,17	0,15	0,14	0,11	0,12	0,19	0,10	0,13	0,20	0,15	0,19	0,15	0,16
MgO	10,85	10,45	13,10	17,82	8,66	6,98	7,80	8,71	11,31	9,64	9,83	7,14	6,11	6,14	10,98	6,56
CaO	5,30	7,19	4,55	7,90	9,37	2,35	3,67	6,56	4,78	5,92	6,42	5,48	7,10	9,78	6,41	8,63
Na ₂ O	4,32	2,52	1,72	0,52	2,53	3,91	4,00	5,49	3,02	3,83	4,43	3,72	4,01	3,36	3,47	3,44
K ₂ O	0,11	0,12	1,48	0,08	0,11	0,18	1,53	0,09	1,24	0,27	0,08	0,54	0,72	1,00	0,42	0,61
P ₂ O ₅	0,05	0,03	0,02	0,06	0,15	0,05	0,02	0,06	0,05	0,05	0,02	0,03	0,02	0,24	0,05	0,14
CO ₂	Не определялось			0,35	0,50	1,23	Не опр.	0,37	1,45	Не определялось						
H ₂ O	»			3,63	2,51	4,62	»	2,94	2,34	»						
П. п. п.	4,70	4,92	4,74	Не определялось			4,45	Не опр.		7,10	4,62	6,22	5,29			
Сумма ...	100,01	99,06	100,35	99,52	100,86	99,61	99,57	100,61	98,34	99,23	99,64	99,41	99,29			
Sr	72	38	56	7	126	101	180	334	85	17	90	170	200	210	110	92
Ti	Не определялось			1249	3895	5685	Не опр.	2587	2468	Не определялось						
Cr	560	830	770	880	430	54	75	190	640	680	360	82	82	200	500	125
Co	31	40	40	52	23	16	37	26	24	34	37	40	35	41	34	29
Ni	260	270	230	211	120	11	54	40	122	220	140	51	58	47	150	41
Cu	42	23	13	7	10	18	13	350	47	38	160	46	31	34	60	47
Zn	160	77	52	Не определялось			57	63	Не опр.	43	67	84	79	80	54	Не обн.
V	<50	50	<50	132	170	310	76	174	187	38	69	84	63	330	100	240
Zr	Не определялось			26	21	26	Не опр.	17	18	Не определялось				97	22	24
Y	»			<4,6	16	22	»	18	20	»				31	16	22

Выборочные микронзондовые анализы минералов гипербазитов

Компонент	Оливины						Хромиты						Ортопироксены			
	Дуниты и гарцбургиты			Регенерированные дуниты			Дуниты и гарцбургиты		Регенерированные дуниты		Хромититы		Пироксенит	Гарцбургиты		Пироксенит
	1212	1230	1231	1235	1246	1249	1229	1284	1247	1249	1232	1170	1290	2092	с 118	1290
SiO ₂	39,9	41,50	40,55	39,94	41,28	40,76	—	—	—	—	0,17	0,11	0,10	57,97	55,70	56,08
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	9,76	8,50	13,30	17,88	14,31	21,06	16,17	0,54	1,81	0,73
Fe ₂ O ₃	—	—	—	0,37	—	—	61,60	61,78	56,55	51,99	53,60	46,75	55,06	0,76	—	0,44
FeO	8,11	9,34	6,76	8,44	8,87	8,40	0,79	1,74	2,17	1,64	1,74	1,74	0,26	—	—	—
MnO	0,30	0,32	0,20	0,29	0,37	0,36	16,51	16,46	15,99	17,31	18,12	14,85	17,39	5,08	6,12	7,61
NiO	0,34	0,35	0,36	0,21	0,25	0,24	0,19	0,21	0,19	0,17	0,18	0,14	0,17	0,26	0,11	0,41
MgO	49,68	49,25	50,74	49,12	49,96	49,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,05	0,03	0,02	—	—	0,05	11,15	10,93	11,85	11,52	10,43	12,90	11,24	36,28	34,29	32,79
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,47	0,95	1,39
Сумма	98,15	100,80	98,65	98,40	100,80	99,80	100,00	99,62	100,05	100,52	98,55	97,59	100,39	101,42	100,25	99,49
Si	0,993	1,007	0,996	0,992	1,000	0,996	—	—	—	—	0,006	0,004	0,004	1,967	1,943	1,967
Ti	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al	—	—	—	—	—	—	0,379	0,332	0,506	0,664	0,553	0,784	0,601	0,020	0,075	0,030
Cr ³⁺	—	—	—	0,007	—	—	1,599	1,629	1,437	1,297	1,395	1,167	1,386	0,020	—	0,012
Fe ³⁺	—	—	—	—	—	—	0,020	0,044	0,054	0,038	0,043	0,042	0,008	—	—	—
Fe ²⁺	0,169	0,189	0,139	0,175	0,180	0,172	0,454	0,457	0,431	0,457	0,498	0,393	0,463	0,145	0,178	0,223
Mn	0,006	0,006	0,004	0,006	0,008	0,007	0,006	0,006	0,006	0,004	0,006	0,004	0,004	0,008	0,004	0,012
Ni	0,007	0,007	0,007	0,004	0,005	0,005	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg	1,829	1,781	1,857	1,818	1,805	1,821	0,545	0,541	0,568	0,542	0,496	0,606	0,534	1,835	1,782	1,714
Ca	0,001	0,001	0,001	—	—	0,001	—	—	—	—	—	—	—	0,016	0,036	0,052
Na	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,001	—	—
Сумма	3,006	2,993	3,004	3,004	2,999	3,003	3,003	3,002	3,002	3,002	2,999	2,999	3,000	4,012	4,018	4,012

Примечание. Тире — не обнаружено. Анализы выполнены в ГИН БФ СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46, операторы Н. С. Карманов, С. Н. Тешлов, Пересчет ΣFeO на FeO и Fe₂O₃ произведен по методике [23].

Микрозондовые анализы пироксенов из офиолитов Восточного Саяна, вес. %

Компонент	Переходная зона, пироксенит		Верхнее габбро	Дайковый комплекс	
	2560	2560А	2067Б	2068А	2069Г
SiO ₂	53,67	53,68	52,58	49,75	53,74
TiO ₂	0,20	Не обн.	0,27	1,56	Не обн.
Al ₂ O ₃	0,66	0,78	1,39	4,50	0,72
Cr ₂ O ₃	0,22	0,24	0,14	0,34	0,39
FeO	5,39	5,25	11,47	9,69	8,84
MnO	0,12	0,28	0,11	0,17	0,30
MgO	17,06	16,37	13,92	13,27	14,65
CaO	21,95	22,12	19,98	20,78	21,18
Na ₂ O	0,22	0,33	0,24	0,41	0,47
K ₂ O			Не обнаружено		
Сумма . . .	99,49	99,05	100,10	100,47	100,29
Si	1,976	1,986	1,968	1,854	1,991
Ti	0,006	Не обн.	0,007	0,044	Не обн.
Al	0,026	0,035	0,060	0,196	0,031
Cr	0,004	0,009	0,004	0,008	0,013
Fe	0,166	0,162	0,360	0,301	0,274
Mn	0,004	0,008	0,004	0,004	0,009
Mg	0,937	0,902	0,776	0,936	0,808
Ca	0,866	0,876	0,801	0,830	0,842
Na	0,018	0,022	0,018	0,031	0,036
K			Не обнаружено		
Сумма . . .	4,003	4,000	4,000	4,005	4,004
$\frac{Ca}{Ca + Mg}$ <i>f</i>	0,48	0,49	0,51	0,53	0,51
			32	25	26

Примечание. Анализы выполнены в ГИН БФ СО АН СССР на рентгеновском микроанализаторе MS-46, оператор Г. Н. Загузин.

тавимы с офиолитами хантайширского офиолитового комплекса (Западная Монголия) [14], хотя характер распределения легких и тяжелых лантаноидов в этих комплексах различается (см. рис. 8). Хантайширские вулканиды обогащены легкими лантаноидами, что выражается в положительном наклоне кривой нормированных содержаний РЗЭ. В субвулканидах Восточного Саяна кривые нормированных содержаний РЗЭ отражают более низкое содержание промежуточных лантаноидов (Gd, Eu, Tb) по сравнению с легкими (La, Ce, Pr) и тяжелыми (Y, Lu) лантаноидами. В двух из проанализированных образцов картина распределения РЗЭ близка к таковой у пород бонинит-марианитовой серии [26]. Все эти особенности указывают на близость геодинамических условий образования офиолитов Восточного Саяна и Хантайшира и хорошо согласуются с широким распространением пород марианит-бонинитовой серии.

Наличие марианит-бонинитовой серии пород в офиолитах Восточного Саяна (как в дайках, так и в пиллоу-лавах) — важнейшая их особенность, свидетельствующая о специфике формирования этих офиолитов. Современные проявления марианит-бонинитовой серии установлены только в островных дугах, заложенных на океаническом основании (Идзу-Бонинская и Марианская дуги, Малые Курилы, Папуа, северная часть дуги Тонга). В разновозрастных офиолитах определенного типа все чаще устанавливается наличие бонинитов [26], что позволяет говорить о существовании исходной магмы бонинитового типа наряду с пикритовым.

Базальты				Олистолиды диабазов					
2555		2555Б		2567В	2567Е	2568Б	2568Г		2568Ж
центр	край	центр	край				центр	край	
53,13	53,69	53,21	53,29	52,41	53,51	51,68	50,85	51,62	51,04
He	0,11	He	обн.	0,21	0,13	0,51	0,69	0,28	0,48
1,97	1,80	1,93	2,02	3,55	91,90	2,03	3,22	1,44	1,32
0,40	0,41	He	обн.	0,11	0,25	0,13	He обнаружено		
5,05	6,11	7,79	6,50	8,06	6,69	11,02	13,46	17,98	16,77
0,39	0,36	0,12	He	0,38	0,34	0,54	0,37	0,54	0,51
16,82	18,04	17,99	16,80	16,59	16,78	13,42	12,42	10,44	11,43
20,72	19,11	18,09	20,78	18,73	20,12	20,12	19,10	17,87	17,83
0,24	0,24	0,25	0,28	0,36	0,24	0,36	0,39	0,41	0,30
0,12	0,12	He обнаружено							
99,44	99,99	99,38	99,67	100,40	99,96	99,81	100,50	100,58	99,68
1,956	1,960	1,960	1,958	1,919	1,960	1,944	1,913	1,974	1,963
0,002	0,002	He	обн.	0,006	0,004	0,013	0,020	0,009	0,014
0,084	0,079	0,084	0,088	0,154	0,084	0,090	0,144	0,064	0,060
0,013	0,013	He	обн.	0,004	0,009	0,004	He обнаружено		
0,177	0,187	0,239	0,198	0,246	0,205	0,345	0,423	0,574	0,539
0,013	0,011	0,004	He	0,011	0,011	0,018	0,011	0,018	0,016
0,923	0,981	0,986	0,920	0,904	0,916	0,752	0,695	0,595	0,654
0,817	0,748	0,714	0,819	0,735	0,791	0,811	0,771	0,733	0,735
0,018	0,018	0,018	0,022	0,026	0,018	0,027	0,027	0,032	0,023
0,002	0,002	He обнаружено							
4,003	4,001	4,005	4,005	4,005	3,998	4,004	4,004	3,999	4,004
0,47	0,43	0,42	0,47	0,45	0,46	0,52	0,55	0,55	0,53
17	17	20	18	22	19	32	38	50	46

Таким образом, по особенностям состава и строения офиолиты обрамления Гарганской глыбы можно разделить на два типа.

Офиолитам типа I присущи: ритмичная полосчатая переходная кумулятивная зона; полосчатые габбро-пироксенит-анортозитовые нижние габбро; слабая распространенность верхних габбро; отдельные дайки диабазов в габброидах и ультрабазитах; отсутствие базальтоидов океанического типа в покровах (только в олистолитах). Офиолиты типа I распространены в южном поясе.

Офиолиты типа II характеризуются: сетчато-полосчатым обликом переходной кумулятивной зоны; массивными грубозернистыми нижними габбро; средне-крупнозернистыми амфиболовыми верхними габбро; комплексом параллельных даек; широким распространением пиллоу-лав и пиллоу-брекчий, преимущественно марианит-бонинитовой и островодужной серий. Офиолиты типа II распространены в северном офиолитовом поясе.

Различия в составе и строении офиолитов указывают на разные геодинамические обстановки их образования. Офиолиты обоих типов слагают аллохтоны, совмещенные в современной структуре; можно предположить два варианта их пространственного совмещения:

два типа офиолитов формировались в разных, пространственно разобщенных геодинамических зонах. Совмещение же их обусловлено интенсивно проявленной покровной тектоникой;

два типа офиолитов формировались в единой зоне с изменяющимися во времени геодинамическими условиями, что присуще обстановкам окраинных морей. В этом случае вначале формировались офиолиты типа

Олистолиды диабазов							
2569Г	2572А	2572Г	2574		2061	2075В	
			центр	край			
52,57	52,98	51,52	51,40	51,33	51,58	51,40	
0,63	0,29	0,70	0,84	0,89	0,77	1,12	
2,21	2,09	2,16	1,89	1,99	3,72	2,37	
	0,55		Не обнаружено			0,12	
10,86	7,47	15,79	13,14	13,63	7,87	11,44	
0,52	Не обн.	0,74	0,62	0,63	Не обн.	0,30	
14,06	16,65	10,39	12,52	13,17	15,96	14,07	
19,82	19,87	18,20	19,81	18,59	19,44	19,42	
0,32	0,34	0,69	0,33	0,28	0,36	0,35	
		0,25	Не обнаружено				
100,99	100,24	100,44	100,55	100,51	99,70	100,29	
1,947	1,943	1,961	1,936	1,932	1,901	1,921	
0,018	0,008	0,020	0,025	0,024	0,022	0,031	
0,098	0,092	0,096	0,086	0,090	0,164	0,103	
	0,017		Не обнаружено			0,004	
0,336	0,229	0,503	0,414	0,430	0,243	0,348	
0,016	Не обн.	0,023	0,020	0,020	Не обн.	0,009	
0,777	0,910	0,590	0,704	0,739	0,878	0,784	
0,785	0,780	0,744	0,798	0,748	0,769	0,777	
0,022	0,022	0,050	0,022	0,022	0,027	0,026	
		0,013	Не обнаружено				
3,999	4,001	4,000	4,005	4,005	4,004	4,003	
0,50	0,46	0,56	0,53	0,50	0,47	0,50	
31	20	47	38	38	22	31	

Г с вулканитами «океанического» типа и слабым развитием дайкового комплекса, затем, при смене геодинамической обстановки, происходило заложение островной дуги на офиолитовом фундаменте. Начальная стадия образования островной дуги характеризовалась внедрением даек и излиянием пиллоу-лав марианит-бонинитовой серии. Островодужный этап завершился излиянием андезитобазальтов. По-видимому, островодужный этап был проявлен по-разному в разных частях палеозоны формирования офиолитов, соответствующих ныне северному и южному поясам, что и предопределило характер различий между офиолитами двух типов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авдонцев Н. А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л.: Наука, 1967. 99 с.
2. Арсентьев В. П. Краткий очерк тектоники юго-восточной части Восточного Саяна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 39—50.
3. Балашев Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.
4. Беличенко В. Г. Ранние или полные каледониды Саяно-Байкальской горной области.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 1, с. 68—75.
5. Бутов Ю. П. Находки палеозойской фауны в окинской свите.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 1, с. 167—170.
6. Бутов Ю. П., Далматов Б. А. Находки кембрийской фауны в юго-восточной части Восточного Саяна.— Геол. и геофиз., 1977, № 10, с. 128—132.
7. Бутов Ю. П., Морозова И. П. Находка палеозойской фауны в сархойской свите (Вост. Саян).— Докл. АН СССР, 1982, т. 267, № 1, с. 153—156.
8. Глазунов О. М., Сутурин А. Н., Корнаков Ю. Н. и др. Редкие элементы в гипербазитах Саяно-Байкальской области и состав вещества верхней мантии.— В кн.: Ежегодник-70 СибГЕОХИ. Иркутск, 1971, с. 35—43.
9. Глоба В. А. Основные черты геологии и золотеносности одного из районов Восточного Саяна.— Тр. Вост. Сиб. геол. ин-та. Вып. 13, 1963, с. 101—129.

10. Добрецов Н. Л. Глобальные геологические процессы. М.: Недра, 1981. 236 с.
11. Добрецов Н. Л. Модель покровной тектоники Восточного Саяна.— Геотектоника, 1985, № 1.
12. Катюха Ю. П., Рогачев А. М., Бялый В. И. К стратиграфии палеозоя юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Проблема возраста геологических образований юга Восточной Сибири. Иркутск, 1980, с. 43—48.
13. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 261 с.
14. Кузьмин М. И., Конусова В. В. Распределение редкоземельных элементов в магматических породах хантайшпирского комплекса (Западная Монголия).— В кн.: Геохимия редкоземельных элементов. Новосибирск: Наука, 1982, с. 43—49.
15. Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты ильчирские и другие вопросы, с ними связанные. Вып. 38. М.: изд. УНИГРИ, 1936. 817 с.
16. Лодочников В. Н. Петрология Ильчирско-Мондинского района. Иркутск, 1941. 150 с.
17. Обручев С. В. Основные черты тектоники и стратиграфии Восточного Саяна.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1942, № 5-6, с. 27—69.
18. Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Под ред. Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
19. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
20. Пинус Г. В., Колесник Ю. Н. Альпийотипные гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.
21. Роцектаев П. А., Катюха Ю. П., Рогачев А. М. Основные черты стратиграфии юго-восточной части Восточного Саяна.— В кн.: Стратиграфия позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Сибири. Новосибирск, 1983, с. 19—43.
22. Скляр Е. В., Медведев В. Н., Куликов А. А., Цой Л. А. Структурная позиция офиолитов обрамления Гарганской глыбы.— В кн.: Петрология и минералогия базитов Сибири. М.: Наука, 1984, с. 5—18.
23. Соболев А. В. Фазовый состав мейменитов севера Сибири и некоторые проблемы их генезиса.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 300—347.
24. Соболев Н. Д. Материалы для геологии и петрографии Тункинских и Китайских альп. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 144 с.
25. Сутурин А. Н. Геохимия гипербазитов Восточного Саяна. Новосибирск: Наука, 1978. 140 с.
26. Dobretsov N. L., Kepezhinskas V. V. Three Types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites.— Ophioliti, 1981, v. 6, N 2-3, p. 221—236.
27. Miasiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkaline relation to behaviour of titanium, strontium and nickel.— Am. J. Sci., 1975, v. 275, p. 265—277.
28. Nisbet E. G., Pearce J. A. Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting.— Contrib. Mineral. Petrol., 1977, v. 63, N 2, p. 149—160.
29. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.

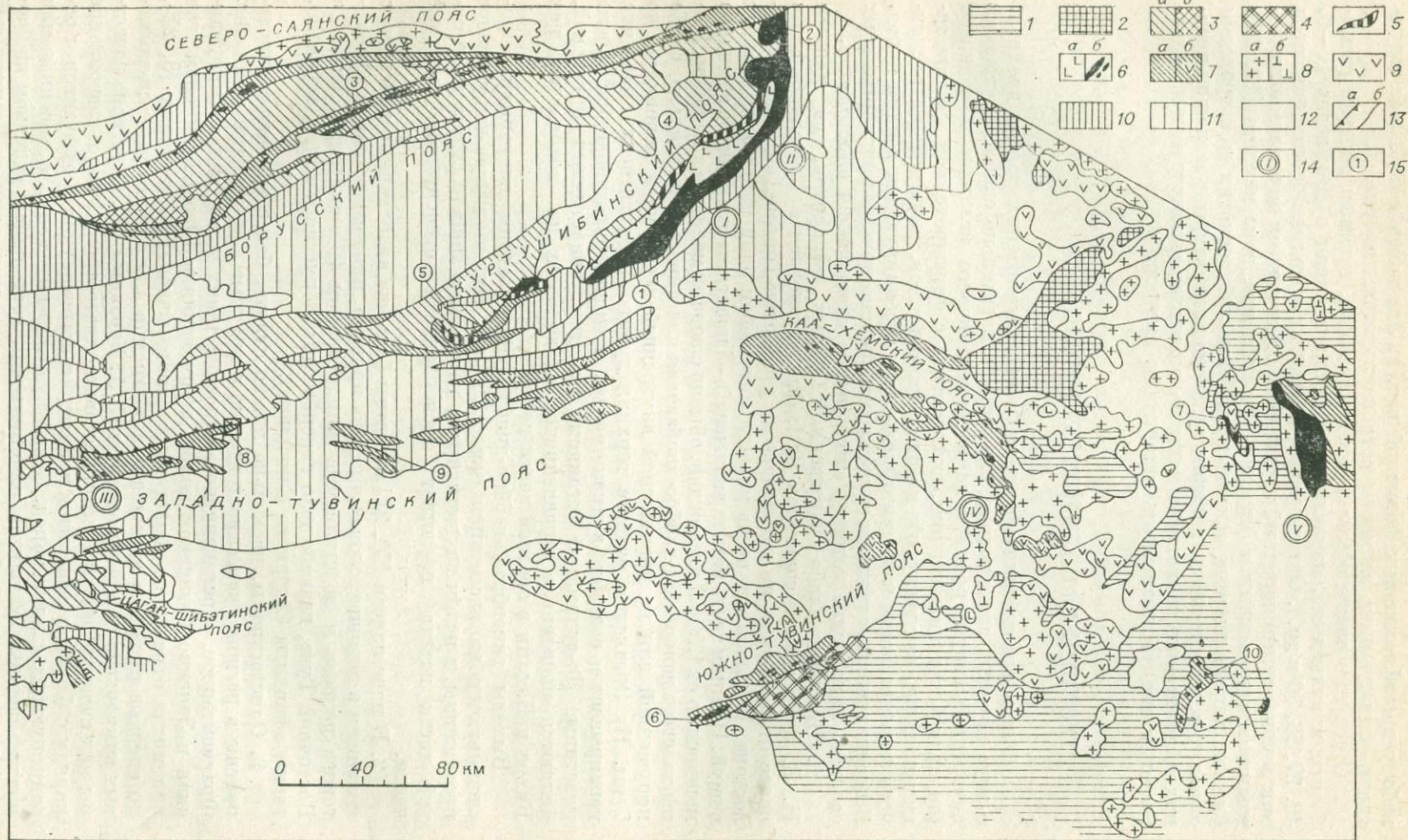
А. А. Меляховецкий, Е. В. Скляр

ОФИОЛИТЫ И ОЛИСТОСТРОМЫ ЗАПАДНОГО САЯНА И ТУВЫ

Рассматриваемый регион располагается в северо-западной части Центрально-Азиатского пояса каледонид и байкалид. Офиолиты слагают здесь несколько обособленных поясов, различающихся между собой по формам нахождения офиолитов, формационной принадлежности толщ,

Рис. 1. Офиолитовые пояса Западного Саяна и Тувы.

1, 2 — карбонатные, сланцево-карбонатные, гнейсово-карбонатные, гнейсово-мигматитовые (Rf—V) (1) и вулканогенно-сланцевые (островодужные) (Rf—V) (2) зонально-метаморфизованные толщи; 3 — вулканогенно-сланцевые (континентальные толщеты) однородно (а) и зонально (б) метаморфизованные толщи (Rf—V); 4 — зонально метаморфизованная офиолитодержащая толща (Pt₂—Pt₃); 5 — барофильные метаморфиты; 6 — офиолиты: вулканогенно-осадочные (а), гипербазиты, габбро, диабазы (б); 7 — олистостромы: офиолитокластовые (а) и офиолитокластовые + островодужные эффузивы (б); 8 — интрузивные аналоги островодужных серий (C₂); 9 — островодужные эффузивно-флишоидно-карбонатные и эффузивные толщи (C₁ ± C₂); 10 — флишоидно-молассовые отложения и молассы (C₂, C₃ — O₁); 11 — стратифицированные молассоиды и интрузивные образования (O—S); 12 — послелигурийские образования; 13 — главные надвижки (а) и прочие геологические границы (б); 14 — местоположение разрезов (I — р. Лев. Коярд, II — р. Хут, I — урочище Хопсек, IV — р. Ужеп, V — Шихидский массив); 15 — прочие места, упомянутые в тексте.



набору постеофиолитовых формаций и т. д. Эти пояса и основные структурно-формационные элементы региона показаны на рис. 1.

Отдельные члены офиолитовой ассоциации, главным образом гипербазиты и вулканиты, изучались в регионе начиная с 30-х годов [4—6, 13, 27, 28, 30 и др.]. Однако работ, в которых офиолиты рассматриваются как закономерный породный парагенезис с присущими ему взаимоотношениями между членами и формами их залегания, пока немного [12, 26]. Сжатая характеристика основных особенностей геологии и петрологии офиолитов, их отношение к общим проблемам структуры и эволюции древних офиолитовых комплексов даны по результатам этих работ и оригинальным неопубликованным материалам авторов.

СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

Форма нахождения офиолитов в рассматриваемых поясах двоякая: в виде крупных аллохтонных пластин с относительно слабо нарушенной внутренней структурой и зонами серпентинового меланжа в подошве (признаки осадконакопления, синхронного с формированием пакетов таких пластин, отсутствуют); в виде олистостромов, включающих различного размера блоки и чешуи офиолитов и ассоциирующих с ними пород. В специально изучавшихся случаях установлено присутствие нормальных осадков, накопление которых синхронно с накоплением олистолитов.

1. Наименее слабо нарушенный разрез офиолитов, по данным Н. Л. Добрецова и соавторов [26], был установлен в Куртушибинском поясе от р. Иджим на юго-западе до хр. Эргак-Торгак-Тайга на северо-востоке. Большая его часть представляет собой один пакет аллохтонных чешуй. Нижняя часть пакета включает 3—4 пластины вулканитов и осадков мощностью от 1,5 до 3 км каждая, обычно с зонами меланжа в подошве. Выше залегает гипербазит-габбро-диабазовая пластина с относительно слабо нарушенной или не нарушенной внутренней структурой мощностью до 7 км. На Эргакском участке верхняя дунит-гарцбургитовая пластина перекрывает и осадочно-вулканогенные, и гипербазит-габбро-диабазовую пластины. По-видимому, останцами пластин, аналогичных Эргакской, являются «нашлепки» серпентинитов на диабазе на водоразделе рек Коярд и Бялик в средней части пояса.

Выходы гипербазит-габбро-диабазовой пластины непрерывно прослеживаются на расстоянии около 200 км. Нижележащие чешуи менее протяженны, в целом на достигнутом уровне изученности структура нижней части пакета предстает дискордантной относительно верхней части.

2. В ряде поясов [20, 27] известны большие аллохтонные пластины с меланжем в подошве, сложенные, как правило, нижними членами офиолитового разреза и подстилаемые олистостромом (Шишхидский массив в Восточной Туве, главное тело гипербазитов Борусского пояса, вероятно, также офиолиты Северного Сангилена).

3. Олистостромы, насколько можно судить, более широко распространены в регионе, чем самостоятельные крупные аллохтонные пластины. Фрагментарное, «брекчиевидное» строение таких толщ, как алтынбулакская в Западно-Тувинском поясе, шурмакская в Южно-Тувинском, так или иначе отмечалось геологами с самого начала их изучения [8, 27], но впервые именно в качестве олистостромов или олистостромо-меланжевых комплексов они были описаны Н. А. Берзиным [3]. В регионе известны как существенно офиолитокластовые олистостромы, так и содержащие наряду с блоками офиолитов включения островодужных эффузивов и ассоциирующих с ними пород. Существуют, по-видимому, и лишенные или почти лишенные офиолитов олистостромы, состоящие в основном из блоков постеофиолитовых формаций. Наличие в разных пунктах Центральной и Южной Тувы (бассейны рек Бурен и Сизим, южные склоны хр. Восточ-

ный Танну-Ола) на удалении от офиолитовых поясов единичных тел офиолитов (обычно серпентинитов), связано, по-видимому, с их нахождением в этих существенно постеофиолитокластовых олистостромах.

Офиолитокластовые олистостромы известны преимущественно в Западно-Тувинском поясе, где можно выделить олистостромы двух типов: алтын-булакского и чингинского (мы называем их по традиционным наименованиям соответствующих свит). В первом из них (рис. 2) матричный материал алевропсаммитовый, во втором — глинистый. В алтын-булакском олистостроме довольно много блоков известняков, но практически нет графитистых и кремнисто-глинистых сланцев. Напротив, для чингинского характерны черные сланцы, известняки в нем редки. Различия есть и в распространенности миндалекаменных и массивных базальтов, пиллоу-лав и т. п. Прямые взаимоотношения между ними не установлены, но, вероятно, чингинский олистостром несколько древнее [3], так как алтын-булакский содержит обломки известняков с фауной ϵ_1 [8], отсутствующие в чингинском. По набору пород к чингинскому близок шурмакский олистостром в Южно-Тувинском поясе, содержащий помимо офиолитокластов валунные и галечные включения пород автохтона (см. ниже).

Баянкольский олистостром Центральной Тувы и олистостром, подстилающий Шишхидскую пластину в Восточной Туве, содержат значительные количества островодужных эффузивов. Так, в последнем наряду с офиолитокластами представлены блоки известково-щелочных эффузивов, в том числе богатых калием (до 3% K_2O) метатрахандезитов [25].

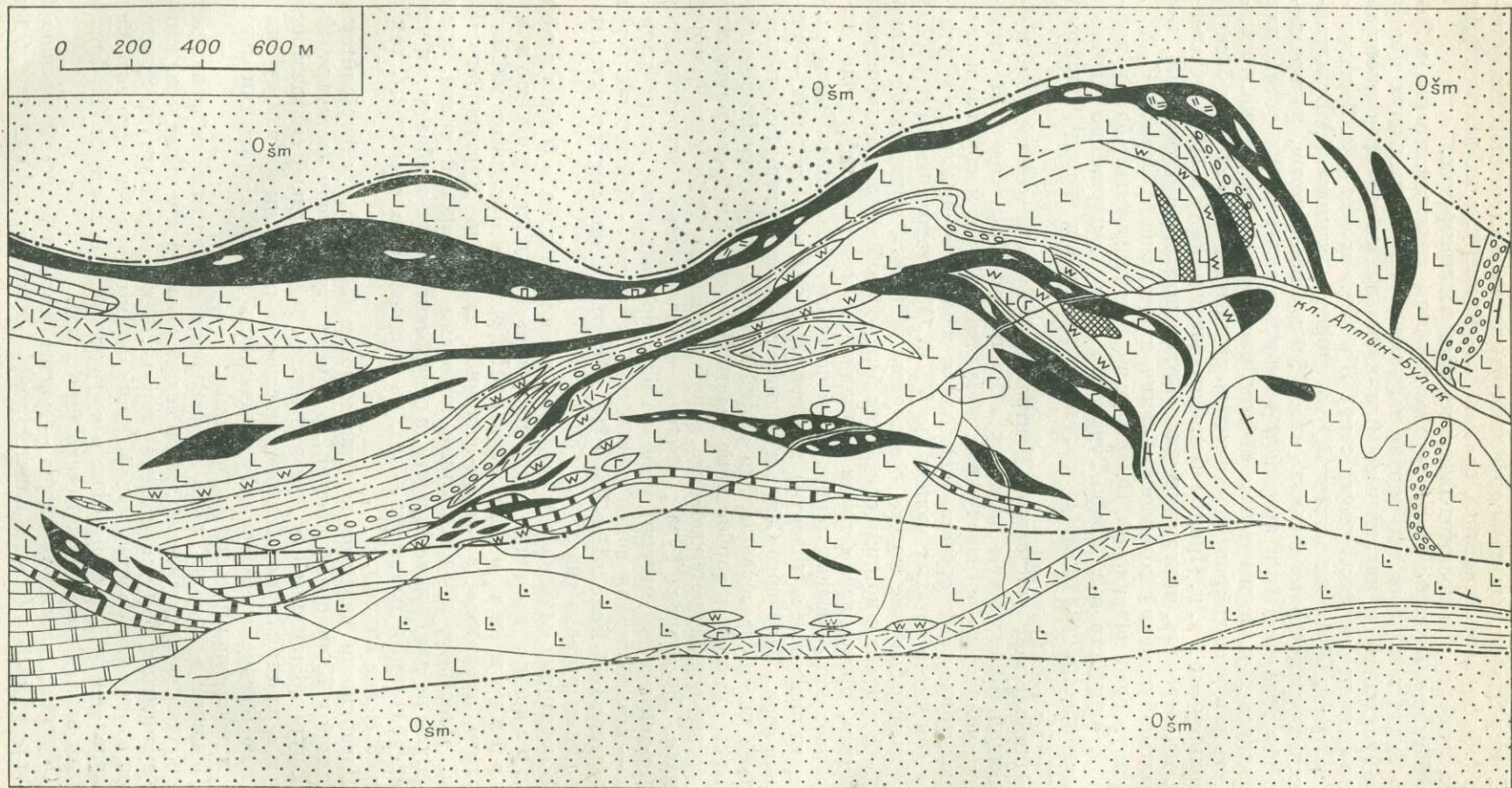
Метаморфические толщи, с которыми офиолиты приведены в тектонический контакт и которые считаются более древними или синхронными офиолитам, представлены тремя формационными типами: однородно метаморфизованные зеленосланцевые осадочно-вулканогенные (включающие континентальные толеиты) верхнепротерозойского возраста — джебашская серия Западного Саяна и ее аналог — сютхольская (амыльская); зонально метаморфизованные (до амфиболитовой фации) гнейсово-амфиболит-карбонатные и карбонатные (частично также гнейсово-мигматитовые) средне-верхнепротерозойские и рифей-вендские [1] толщи (нагорье Сангилен, Восточная Тува); осадочно-вулканогенные (островодужные базальт-андезит-риолитовые) зонально метаморфизованные толщи (хлоритовая — ставролитовая зоны) рифейского возраста — бийхемская серия междуручья Бий-Хема и Каа-Хема [13]. Эти отложения могут подстилаться толщами второго типа.

В некоторых случаях установлено *надвигание* офиолитов на древние толщи, в других, напротив, древние толщи *надвинуты* на офиолиты. Надвигание офиолитов наиболее отчетливо проявлено в северо-восточной половине Куртушибинского пояса. Пластины, представленные породами чингинской свиты, здесь надвинуты на джебашские сланцы, а гипербазит-габбро-диабазовая и чисто гипербазитовая пластины — как на нижележащие аллохтоны, так и на джебашские сланцы.

Поверхности надвигов нередко пологие (20—25° у гипербазитовых Эргакской и Калнинской пластин), в других случаях они достигают 40—75°. Круто поставлены они при наложении более поздней складчатости, причем в пластинах имеются многочисленные признаки их вовлечения в позднюю (среднепалеозойскую?) складчатость вместе с породами автохтона и постеофиолитовыми формациями.

Подшва аллохтона часто подстилается серпентиновым меланжем, содержащим как родственные, так и экзотические (в том числе и жадеититы и эклогиты в Борусском поясе) породы. В подошве Куртушибинского пакета аллохтонов развиты барофильные метаморфиты без четко выраженной зональности. Литологически и в структурном отношении они близки породам верхов джебашской серии (автохтон).

Обратные взаимоотношения — *надвиг* метаморфической сланцевой толщи на офиолиты (обычно олистостром) — приходится предполагать для



- | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 |
|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|---|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|

тех районов Западного Саяна, где эта толща, по составу и метаморфизму очень близкая джебашской серии рифея, выделялась в качестве сютхольской свиты (Pt_2) и помещалась исследователями в разрезе выше офиолитов [26]. К числу таких мест относится и бассейн верховий рек Урбун, Акол, Золотая на юго-западном фланге Кургушибинского пояса. Здесь, как и в северо-восточной части пояса вблизи контакта офиолитов с джебашской (сютхольской) толщей, откартирована полоса барофильных метаморфитов, образующих, однако, уже зональный комплекс, и близких литологически и в структурном отношении к породам чингинской свиты (офиолитокластовый олистостром).

В Южно-Тувинском поясе офиолиты (шурмакский олистостром) подвинуты, насколько можно судить, под древние метаморфические толщи Сангилены. Вблизи контакта с последними (мугурская свита, Pt_2) шурмакский олистостром содержит крупноглыбовые конгломераты, слагающие до 20% мощности разреза олистостромовой толщи и включающие обломки пород мугурской свиты.

В Восточной Туве офиолиты Шишхидской пластины погружаются под мраморы айлыгской свиты, датируемой рифеем — вендом [23], севернее и восточнее Шишхидского массива эта толща тектонически перекрывает непосредственно олистостром, выходящий из-под мраморов в ядрах антиформ.

Сложные взаимоотношения, по-видимому, имели место в Борусском поясе, где в южном контакте офиолиты подвинуты, по крайней мере местами, под джебашские (сютхольские) сланцы, а в северном контакте, напротив, надвинуты на них. Возможно, что джебашская серия слагает не одноименный антиклинарий, а образует здесь мощные аллохтонные пластины, в подошве которых залегают офиолиты. Последние слагают олистостромовые пластины, выходы которых известны как Борусский и Северо-Саянский офиолитовые пояса.

Возраст офиолитов региона обычно считается V — E_1 , однако офиолиты северного фаса Сангилены, традиционно включавшиеся в состав Южно-Тувинского пояса [27, 28], по-видимому, более древние. Они представлены несколькими относительно крупными дунит-гардбургитовыми телами (Улорский, Тарлашский массивы) и группами более мелких тел. Состав мугурской свиты, преимущественно нижней ее части (по данным [6] и нашим наблюдениям), вполне может рассматриваться как метаофиолитовый: амфиболиты, в том числе явно апоэффузивные, кварциты, графитистые сланцы, мраморы и т. п. Эти стратифицированные образования, как и гипербазиты, создают с вышележащими карбонатными и гнейсово-карбонатными толщами единый структурный план. Они метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой — амфиболитовой фациях [21] (переходный по давлению тип, а в метапелитах обычны все три полиморфа Al_2SiO_5), причем метаморфизм довендский, на него накладывается вендинжекембрийский зеленосланцевый диафторез. Таким образом, офиолиты эти могут рассматриваться в качестве дорифейского или раннекембрийского фундамента Сангилены и представляют, возможно, тот же возрастной уровень, что и офиолиты Северного Прибайкалья [40].

Для собственно Южно-Тувинского пояса (шурмакский олистостром) фаунистические датировки неизвестны; подобно олистостромам Западной

Рис. 2. Схематическая геологическая карта олистострома в среднем течении кл. Алтын-Булак (Центр. Тува). Составлена с использованием данных Ю. А. Спейта и П. А. Никитина.

1 — серпентиниты; 2 — серпентинитовый меланж с включениями пироксенитов, габброидов и диабазов; 3 — базальты и базальтовые олистолиты афировые (а) и порфиоровые (б); 4 — базальтовые туфы; 5 — метагабброиды; 6 — габбро-диабазы и диабазы; 7 — кварциты; 8 — известняки; 9 — листвениты и тальк-карбонатные породы; 10 — карбонатизированные метабазиты; 11 — алевролиты и песчаники (матрица); 12 — конгломераты; 13 — алевролиты, песчаники, конгломераты и известняки шемущагской (Osm) свиты; 14 — разрывные нарушения и геологические границы: выбросо-надвижки и крутопадающие разломы (а), прочие (б); 15 — элементы залегания.

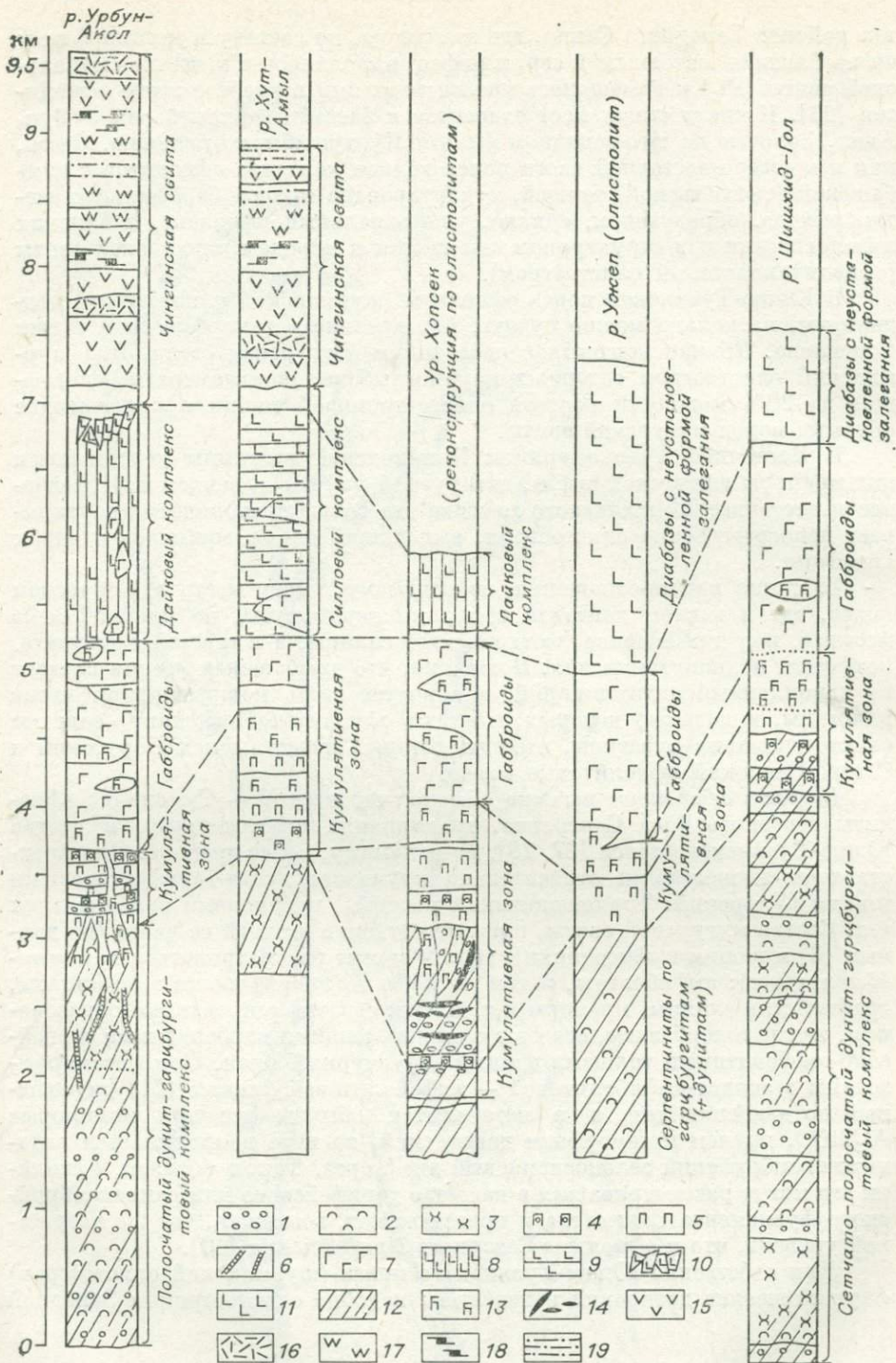


Рис. 3. Разрезы офиолитов Западного Саяна и Тувы.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — клинопироксеносодержащие гарцбургиты и лерцолиты; 4 — верлиты; 5 — клинопироксениты, вебстериты; 6 — жильные ортопироксениты; 7 — габброиды; 8 — параллельные дайки диабазов; 9 — силлы диабазов; 10 — брекчированные дайки; 11 — диабазы с неустановленной формой залегания; 12 — серпентинизация; 13 — кумулятивные габброиды; 14 — хромиты; 15 — лавы; 16 — туфы; 17 — углистые сланцы; 18 — кварциты; 19 — глинистые сланцы.

Тувы, он метаморфизован в пренит-пумпеллиитовой — зеленосланцевой фациях. Как отмечалось, он включает валуны и гальку глубокометаморфизованных пород мугурской свиты, т. е. и олистостром, и, надо полагать, включенные в него офиолиты определенно моложе описанных выше метаофиолитов Северного Сангиленга. В работе [6] приведены две К — Аг датировки метагабброидов из шурмакского олистострома: 1480 ± 10 и 760 млн. лет. Возможно, эти метагабброиды (если принимать во внимание эти единичные датировки) — блоки более древних офиолитов автохтона.

Офиолиты Восточной Тувы считаются венд-нижнекембрийскими [25]. Они прорваны гранитоидами, которые относят обычно к средне-верхнекембрийскому таннуольскому комплексу, однако надежных кембрийских дат по этим гранитоидам нет. Ряд особенностей строения района их локализации, в частности совместный зональный метаморфизм офиолитов и пород автохтона, склоняет нас в пользу сравнительно древнего (вендского) возраста офиолитов и близкого к нему возраста скучивания, несмотря на пространственную близость с офиолитами Восточного Саяна (см. статью Н. Л. Добрецова и соавторов «Офиолиты и олистостромы...» в наст. сборнике).

Постофиолитовые формации региона представлены помимо олистостромов флишеидно-карбонатными и островодужными эффузивными толщами, молассами, а также интрузивными аналогами известково-щелочных и других островодужных вулканических серий: тоналитами, плагиогранитами, габброидами майнского и таннуольского комплексов. Распределение их и соотношения с офиолитами неоднородны (см. рис. 1). Во многих случаях установлено участие постофиолитовых образований в более молодых (среднепалеозойских) складчатых и надвиговых движениях совместно с офиолитами.

Разрезы офиолитов. Разрезы офиолитов, как относительно ненарушенных, так и реконструированных по олистолитам, представлены на рис. 3. Ненарушенные сравнительно полные разрезы наблюдались только в Куртушибинской пластине [26, 29]. Они включают в себя гипербазиты, переходную кумулятивную зону, габброиды, диабазы и эффузивы. Диабазы представлены комплексом параллельных даек в центральной части пояса и силловым комплексом [31] — на северном фланге.

В Шишхидском массиве и в крупном олистолите в среднем течении р. Ужеп (Каа-хемский пояс) диабазы наблюдались в виде останцов в кровле гранитоидов, прорывающих на западе Шишхидскую пластину, или в виде элювиального щебня и редких развалов в закрытой местности, поэтому диагностировать их как дайковый комплекс здесь трудно.

В большинстве олистостромов тела офиолитов, включающие два или более члена разреза, встречаются редко, однако набор плутоических офиолитов в олистолитах во всех поясах один и тот же: дуниты и гарцбургиты (чаще серпентиниты по этим породам); дуниты — гарцбургиты с пироксенитовыми жилами и фрагментами клинопироксенит-верлит-дунитового сетчато-полосчатого комплекса (последний сравнительно полно представлен в крупном агардагском олистолите Южно-Тувинского пояса); габброиды (судя по ассоциациям метаморфических минералов и единичным анализам, эвкритового типа).

В Западно-Тувинском поясе в олистостромах описаны «субвулканические линзы» диабазов и «рои даек» [3], которые, вероятно, представляют диабазовую зону офиолитового разреза. Один из разрезов на рис. 3 реконструирован по трем олистолитам, известным в урочище Хопсек, на западном фланге Западно-Тувинского пояса.

ПЕТРОЛОГИЯ ОФИОЛИТОВ

Дуниты и гарцбургиты известны во всех не полностью серпентинизированных телах, лерцолиты встречаются реже. В гипербазитах в разной степени проявлены признаки пластической деформации оливина с харак-

терными его ориентировками $N_p = [010] \perp S$ (плоскость течения). Пластическое течение пород наиболее детально изучалось в Билинском [24, 25], а также в Шихидском, Иджимском, Эргакском и Борусском массивах. В Билинском массиве установлены два этапа деформации; для позднего, проявленного более широко, получены следующие оценки условий течения: $T \approx 550-650^\circ\text{C}$, $\sigma = \sigma_1 - \sigma_3 \approx 1-3$ кбар, в среднем $1-1,5$ кбар, скорости деформации не менее $10^{-9}-10^{-10}$ с $^{-1}$, вероятно, $10^{-13}-10^{-14}$ с $^{-1}$. Большие напряжения указывают на литосферную среду течения [36]. Возможно, этот этап связан с деформацией горячей пластины при ее надвигании или с региональным метаморфизмом. Более ранний динамометаморфизм был связан со значительно более высокими температурами и (или) меньшими напряжениями: $n \cdot 10 - n \cdot 10^2$ бар и характеризует, вероятно, астеносферную среду течения. В других массивах также устанавливается полигенность деформации, однако позднее «литосферное» течение нигде не проявлено так широко, как в Билинском массиве. В Иджимском массиве намечается зона интенсивного течения в подошве пластины. Вопрос об этапах деформации гарцбургитов имеет особое значение в связи с деформацией пироксенитовых и хромитовых жил. В Иджимском массиве жилки ортопироксенитов в гарцбургитах, по-видимому, испытали слабую деформацию, одновременную с ранней однородной деформацией гарцбургитов.

Наиболее обычны следующие разновидности пород (по модальному составу): беспироксеновые дуниты; гарцбургиты с 5—20 % энстатита (чаще всего 12—15%), обычно лишенные клинопироксена; гарцбургиты с 15—40%, в среднем 25—30% энстатита и 3—5% клинопироксена. Более богатые клинопироксеном лерцолиты редки.

Многочисленные анализы минералов приведены в работах [25, 26, 29]. «Пироксеновые температуры» лерцолитов и гарцбургитов фиксируют чаще нижнюю границу протекания твердофазной рэквибрации ($850-900^\circ\text{C}$), значительно реже встречаются законсервированные ранние, более высокотемпературные составы, например в Борусе — клинопироксен с $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Mg} = 0,29$, что соответствует 1500° по термометру Бойда.

Дуниты и гарцбургиты образуют в массивах перемежающиеся удлиненные шпир и слои, мощность которых колеблется в разных массивах от десятков (иногда даже сотен) метров до десятков сантиметров.

Максимальная мощность дунит-гарцбургитовых (\pm лерцолиты) зон в пластинах, включающих расслоенную серию (Иджимская, Шихидская), составляет 3,5—4 км. Мощность пластин, лишенных расслоенной серии (Билинская, Боруская, Эргакская), имеет примерно ту же величину. По-видимому, верхняя поверхность срыва в последних действительно совпадала с подошвой кумулятивной полосчатой зоны.

Кумулятивная серия, включающая породы переходной зоны между гипербазитами и габброидами, а также образования, предположительно связанные с просачиванием через гарцбургиты толеитового расплава, в наиболее полном виде описана в Иджимском массиве [26, 29] (см. рис. 3). Снизу вверх здесь наблюдаются:

зона энстатитовых и вебстеритовых мелких жил и шпиров в гарцбургитах и лерцолитах в верхней части последних (800 м). В этой, а также ниже лежащей части разреза встречаются очень редко также жилы рудитизированных клинопироксенитов;

зона клинопироксенитовых и эвкритовых жил в верхах гарцбургитов (лерцолитов) (200 м). Некоторые жилы здесь содержат мелкие обломки гарцбургитов;

полосчато-жилый клинопироксенит (\pm вебстерит) — верлит-дунитовый комплекс — содержит также жилы неравномерно-зернистых эвкритов, в верхней части текстура его псевдобрекчиевая (300 м);

зона кумулятивных (пегматоидных) эвкритов с подчиненными троктолитами и пироксенитами (150 м);

зона расслоенных средне- и крупнозернистых (равномерно-зернистых) эвкритовых габбро с обособлениями и шпирами кумулятивных габбро

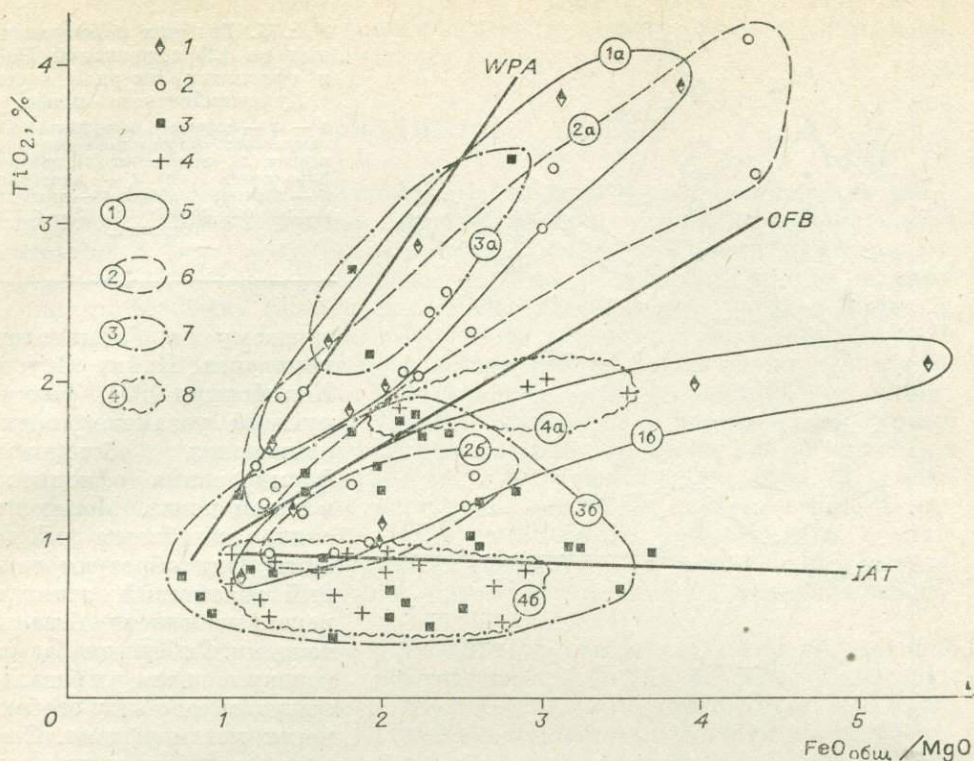


Рис. 4. Диаграмма $TiO_2 - FeO_{общ}/MgO$ базальтов Западного Саяна.

1 — Куртушибинский пояс; 2 — Западная Тува; 3, 4 — Каа-Хемский (3) и Северо-Саянский (4) пояса; 5—8 — поля составов базальтов: 5 — внутриплитных (1а) и океанических (1б) Куртушибинского пояса, 6 — внутриплитных (2а) и океанических (2б) Западной Тувы, 7 — внутриплитных (3а) и срединно-океанических и островодужных (3б) Каа-Хемского пояса, 8 — океанических (4а) и островодужных (4б) Северо-Саянского пояса. Дискриминационные линии между островодужными (IAT), срединно-океаническими (OFB) и внутриплитными (WPA) базальтами нанесены по [41]. Анализы взяты из работ [4, 5, 26].

(1500 м). В некоторых разрезах здесь наблюдаются реликты бронзита в габброидах; по [29], мощность зоны габброидов не превышает 500 м.

В Шишхидском массиве «фильтрационных» жильные породы практически отсутствуют, переходная зона наблюдалась в полосе 400—500 м, причем сложена она в основном верлитами с полосчатой текстурой.

В хопсекском олистолите, представляющем собой переходную зону, наблюдались: дуниты (аподунитовые серпентиниты) с полосами и шпирами верлитов, подформных массивных и вкрапленных хромитов и жилами клинопироксенитов, хромититов и метагабброидов эвкритового состава (800 м); клинопироксениты и верлиты (400—500 м).

Габброиды обычно целиком или почти целиком метаморфизованы. Даже в тех случаях, когда пироксены сохраняются как минеральные индивиды, состав их оказывается явно измененным до почти стехиометрического ($Ca/Ca + Mg = 50\%$) низкоглиноземистого диопсида, как это имеет место в Шишхидском массиве [25]; значительно реже, например в кумулятивных эвкритях Куртушибинского пояса, сохраняются высокотемпературные пироксены [26], фиксирующие очень высокие температуры, близкие к сухому солидусу. Средний состав габбро соответствует высокоглиноземистым габбро эвкритового типа.

Габбро-диабазовая толща, соответствующая комплексу параллельных даек в офиолитовых ассоциациях, достоверно выделена только в Куртушибинском поясе. В центральной части широко развита серия параллельных даек диабазов, диабазовых порфиритов, габбро-диабазов, диорит-порфиритов разнообразной структуры с односторонними зонами закалки. Мощность их колеблется от 0,1 до 5 м. В северной части Куртушибинского пояса габбро-диабазы слагают силловый комплекс [31], аналогичный

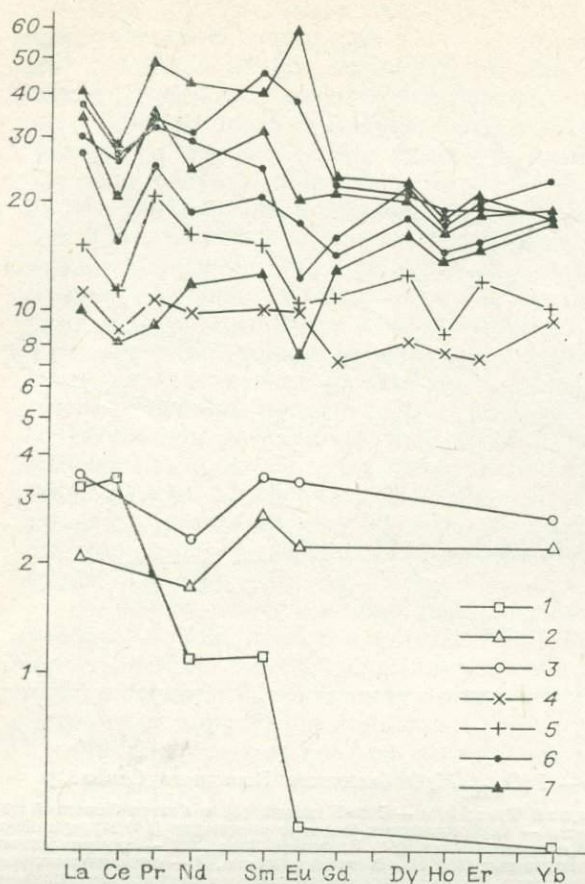


Рис. 5. Графики нормированных по [2] содержаний РЗЭ в офиолитах северной части Куртушибинского пояса.

1 — 3 — породы кумулятивного комплекса: серпентинизированный верлит (1), пироксенит (2), габбро-пироксенит (3); 4 — эпидозит; 5 — верхнее габбро; 6 — диабазы силлового комплекса; 7 — метабазальты.

таковому в офиолитах комплекса Пойнт Сал в Калифорнии [39], фиксирующий различие геодинамических обстановок формирования офиолитов в одном поясе. Мощность силлов колеблется от 3 до 40 м. Они образуют единый толеитовый тренд с перекрывающимися базальтоидами. Габбро-диабазы и перекрывающие их базальтоиды имеют общие особенности метаморфизма. Степень его — от эпидот-амфиболитовой до пренит-пумпеллиитовой субфации.

Базальтоиды, перекрывающие породы дайкового комплекса, представ-

лены пиллоу-лавами, силлами, туффитами. Они входят в состав чингинской свиты Куртушибинского и Северо-Саянского хребтов, или представлены олистолитами в алтын-булакском, тумматтайгинским и шурмакском олистостромах.

Трудность изучения базальтоидной части офиолитов состоит в том, что они во всех случаях тектонически отделены от остальных членов офиолитового ряда и нередко пространственно совмещены в олистостромах с толеитами и известково-щелочными базальтоидами островодужной серии. Последнее обусловило некоторую ненадежность опубликованных в многочисленных работах средних составов базальтов и диабазов, усредняющих состав пород различной формационной принадлежности. Это хорошо демонстрируется на диаграмме $TiO_2 - FeO_{общ}/MgO$ [по 41] (рис. 4), где в Северо-Саянском, Куртушибинском, Западно-Тувинском и Каа-Хемском поясах отчетливо выделяются три группы толеитов — титанистых океанического типа, низкотитанистых островодужного типа и внутриплитных высокотитанистых.

По характеру распределения РЗЭ диабазы силлового комплекса и базальтоиды северной части Куртушибинского пояса можно разделить на два типа (рис. 5). Породы первого типа (обр. 9275) обогащены тяжелыми лантаноидами по сравнению с легкими (положительный наклон кривой нормированных к хондритам содержаний), содержание РЗЭ в них соответствует присущему офиолитам Троодоса и срединно-океаническим хребтам [49]. Породы второй группы обогащены легкими лантаноидами (резко выраженный отрицательный наклон кривых нормированных содержаний). Уровень же содержаний РЗЭ внутри этой группы колеблется в значительных пределах (см. рис. 5). По характеру распределения и уровню содержаний РЗЭ эти диабазы и базальтоиды сопоставимы с толеитами островодужных серий и толеитами офиолитов окраинных морей [43]. Все это хо-

рошо согласуется с представлениями Н. Л. Добрецова [26] о заложении островной дуги на офиолитовом фундаменте и смене океанического режима островадужным для Западного Саяна.

МЕТАМОРФИЗМ ОФИОЛИТОВЫХ ПОЯСОВ

PTX-условия, зафиксированные минеральными ассоциациями метаофиолитов, обычно хорошо коррелируются с условиями метаморфизма автохтона и (или) матричного материала олистостромов и других постофиолитов [11]. Более ранний метаморфизм представлен иногда реликтовыми минералами, такими как высокоглиноземистая роговая обманка, в метагабброидах Шишхидского массива в актинолитовой зоне [25]; подобные случаи отмечены также в хопсекских [27] и иджимских [29] метабазитах. Эти реликты, как и отмеченная выше реэквилибрация клинопироксена в габброидах, фиксируют относительно высокотемпературный метаморфизм, возможно океанического типа. В специально изучавшихся случаях, например для северной части Куртушибинского пояса [31], можно более четко выделить метаморфизм двух типов: «океанический» — высокоградиентный низкобарический метаморфизм, сопоставимый с метаморфизмом молодых и современных офиолитов [3]; региональный умеренных или повышенных давлений, преимущественно в *PT*-условиях зеленосланцевой фации.

Внешний метаморфизм офиолитов, с которым связано образование крупных месторождений хризотил-асбеста (Актовракское, Саянское), рассмотрен во многих работах [11, 25, 29]. В Восточной Туве, на Сангиле, отчасти в Борусском и Каа-Хемском поясах офиолиты метаморфизованы в диапазоне от хлоритовой до силлиманитовой зон, в соответствии с метаморфизмом ассоциирующихся образований автохтона. В остальных поясах внешний метаморфизм офиолитов не превосходит по температуре изограды биотита в метapelитах, а чаще всего соответствует пренилпумпеллитовой фации. Метаморфизм автохтона в этих случаях, напротив, несколько выше по температуре, причем независимо от того, надвинуты на него офиолиты или поддвинуты. Смена метаморфизма на контакте чингинской и джебашской (сютхольской) толщ, по данным [22] и нашим наблюдениям, резкая. Таким образом, метаморфизм и автохтона и аллохтона в описанных случаях предшествовал тектоническому сучиванию.

Барофильные метаморфиты достоверно известны в трех районах: в поле акольской свиты на юго-западном фланге Куртушибинского пояса, в северо-восточной части Куртушибинского пояса и в породах хр. Борус. В первом случае они слагают зональный комплекс [26], включающий лавсонитовую (+ глаукофановую), кросситовую и пумпеллитовую зоны, и приурочены к подошве джебашской серии, надвинутой здесь на офиолитокластовый олистостром. Зональность типологически близка наблюдаемой вдоль молодых зон субдукции [40] с градиентом давления вкрест их простирания.

В северо-восточной части Куртушибинского пояса выявлена прерывистая полоса кросситовых сланцев без выраженной зональности, приуроченная к подошве пакета офиолитовых аллохтонов, надвинутого здесь на джебашскую серию. Эти барофильные породы сопоставимы с однородными комплексами повышенных давлений, известными в подошвах крупных обдуктированных пластин, таких как офиолитовый аллохтон Восточного Папуа [18, 38].

Барофильные метаморфиты хр. Борус представлены телами жадеитов в меланже [9], а также недавно обнаруженными А. В. Татарининым там же эклогитовыми включениями, также в меланже. В джебашской серии в подошве офиолитов Г. М. Владимирский [7] отмечал винчит. Типологическая принадлежность барофильных пород хр. Борус не вполне ясна. В [26] предполагается, что офиолиты «эксгумированы», т. е. образованные на глубине барофильные породы захвачены и вынесены в меланже.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Г. П., Журавлева З. А., Степанова М. В. Новые данные о позднепротерозойских и раннекембрийских отложениях Сангилен.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1974, с. 3—27.
2. Балашев Ю. Н. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 276 с.
3. Берзин Н. А. Меланжево-олигостромовый комплекс в кембрийских отложениях Тувы и Западного Саяна.— В кн.: Главные тектонические комплексы Сибири. Новосибирск: Наука, 1980, с. 104—109.
4. Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск: Наука, 1968. 154 с.
5. Велинский В. В., Варганова Н. С. Особенности петрохимии офиолитового вулканизма Тувы.— В кн.: Петрология гипербазитов и базитов Сибири, Дальнего Востока и Монголии. Новосибирск: Наука, 1980, с. 14—27.
6. Велинский В. В., Варганова Н. С., Ковязин С. В. Гипербазиты северо-западной части нагорья Сангилен.— Геол. и геофиз., 1978, № 11, с. 14—25.
7. Владимирский Г. М., Задорожная Н. М. Стратиграфия нижнекембрийских отложений (чинггисская свита) юго-западной части Западного Саяна.— В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1967, с. 200—208.
8. Геология СССР. Т. XXIX. Тувинская АССР. Ч. 1. М.: Недра, 1966. 459 с.
9. Добрецов Н. Л. Минералогия, петрография и генезис гипербазитов, жадеитов и албититов хр. Борус (Западный Саян).— В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Т. I. Новосибирск: Наука, 1963, с. 242—316.
10. Добрецов Н. Л., Габов Н. Ф., Волкова Н. И., Картавченко В. Г. Особенности метаморфизма толщ Холодногогорского месторождения (Северное Прибайкалье).— В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 56—68.
11. Добрецов Н. Л., Меляховецкий А. А., Кузнецова Л. Г. и др. Метаморфические формации Западного Саяна и Тувы.— В кн.: Петрология и минералогия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1981, с. 6—23.
12. Добрецов Н. Л., Пономарева Л. Г. Офиолиты и ассоциирующие глаукофановые сланцы Куртушибинского хребта.— Геол. и геофиз., 1976, № 2, с. 40—53.
13. Зайков В. В. Рудоносные вулканические комплексы протерозоя и кембрия Тувы. Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.
14. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
15. Исаков В. М. Западный Саян в позднем рифее — раннем кембрии. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 23 с.
16. Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М.: Наука, 1970. 158 с.
17. Кепежинская К. Б., Лепезин Г. Г., Хлестов В. В. и др. Новые данные о времени осадконакопления метаморфических комплексов Горного Алтая и Западного Саяна.— Геол. и геофиз., 1975, № 11, с. 143—146.
18. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 236 с.
19. Коробейников В. П. Джебашский метаморфический комплекс Западного Саяна. Автореф. канд. дис. Томск, 1971. 23 с.
20. Кузнецов П. П. Зависимость состава и структуры офиолитовых комплексов от особенностей их тектонической переработки.— Геол. и геофиз., 1976, № 8, с. 26—34.
21. Лепезин Г. Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978. 229 с.
22. Лепезин Г. Г., Белоусов А. Ф., Мельгунов С. В. и др. Особенности низкотемпературного метаморфизма рифейско-нижнепалеозойских отложений Алтае-Саянской области.— В кн.: Петрология и геохимия метаморфических формаций Сибири. Новосибирск: Наука, 1978, с. 6—25.
23. Махин Г. В. К стратиграфии докембрия Восточной Тувы.— В кн.: Сборник материалов по региональной геологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 103—115.
24. Меляховецкий А. А. О пластической деформации оливина и энстатита Билинского массива (Восточная Тува) в связи с оценкой ее условий.— В кн.: Материалы по генетической петрологии и минералогии. Новосибирск: Наука, 1977, с. 84—111.
25. Меляховецкий А. А. Метаморфизм гипербазитов Восточной Тувы. Новосибирск: Наука, 1982. 134 с.
26. Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Под ред. Н. Л. Добрецова, В. С. Соболева. Новосибирск: Наука, 1977. 224 с.
27. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Тувы. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 135 с.
28. Пинус Г. В., Кузнецов В. А., Волохов И. М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 275 с.
29. Сибилев А. К. Петрология и асбестоносность офиолитов. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
30. Сивов А. Г. Нижний кембрий Западного Саяна.— Изв. Томск. политехн. ин-та, 1953, т. 74, вып. 2, с. 1—94.
31. Склярёв Е. В. Метаморфизм черносланцевых формаций Тувы и Западного Саяна и некоторые вопросы их золотоносности. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1983. 16 с.

32. Херасков Н. Н. Шарьяжи Куртушбинской зоны Западного Саяна.— Докл. АН СССР, 1976, т. 227, № 1, с. 180—183.
33. Черноморский М. А. Материалы по геологии Алтае-Саянской складчатой области. Л.: Недра, 1967, с. 10—22.
34. Чучко В. Н., Сарбаа Я. В., Шульга В. К. Стратиграфия кембрийских образований междуречья Свистиг-Хем — Чашпы.— В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1969, с. 10—22.
35. Щеглов А. П. Основные типы разрезов кембрийских отложений Тувы и их тектоническая позиция.— В кн.: Труды СНИИГГМСА. Новосибирск: 1969, с. 78—98.
36. Carter N. L., Mercier J. C. C. Stress dependence of olivine neoblasts grain size.— EOS — Trans. AGU., 1976, v. 577, p. 322.
37. Coleman N. L. Emplacement and metamorphism of ophiolites.— Rend. Soc. Ital. Min. Petr., 1977, v. 33, N 1, p. 161—190.
38. Dewey J. F. Ophiolite obduction.— Tectonophysics, 1975, v. 27, p. 142—167.
39. Ernst W. G. Systematics of lade-scale tectonics and age progressions in Alpine and Circum-Pacific blueschists belts.— Tectonophysics, 1975, v. 26, p. 229—246.
40. Hopson C. A., Frano C. J. Igneous history of the Point Sal ophiolites, Southern California.— In: North American Ophiolites. Oregon, Dept. Geol. Miner. Indust., 1977, Bull. 95, p. 161—183.
41. Miyashiro A., Shido F. Tholeiitic and calc-alkaline relation to the behaviour of titanium, chromium and nickel.— Am. J. Sci., 1975, v. 275—277.
42. Nitsch K. H. Stabilitätsber: ehungen Von Prehnit — und Pumpellyit — hatligen Paragenesen.— Contrib. Mineral. Petrol., 1971, v. 30, p. 240—260.
43. Stern C., de Wit M. J. The role of spreading centre magma chambers in the formation of phanerozoic oceanic crust: Evidence from Chilean ophiolites.— In: Ophiolites. Cyprus, Nicosia, 1980, p. 497—508.

*В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн,
В. В. Зайков, В. Г. Кориневский*

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ ЮЖНОГО УРАЛА И ИХ МИНЕРАГЕНИЯ

Палеозойские офиолиты Южного Урала — классический пример данной ассоциации. Они представлены обычной триадой и с конца 60-х гг. трактуются как ископаемая океаническая кора [31, 32]. По степени изученности геологического строения, вещественного состава и рудоносности офиолиты Южного Урала — эталон мирового значения. В настоящей статье основное внимание уделено новым данным, полученным Уральской палеоокеанологической экспедицией, которая была проведена в 1979—1982 гг. Институтом океанологии и Ильменским государственным заповедником АН СССР [12]. Район работ охватывал Мугоджары, Магнитогорский синклиорий и западный склон Урала.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Геологические структуры Южного Урала протягиваются от широты Челябинска (южнее окончания Тагильского синклиория) до Южных Мугоджар на 800 км при ширине в обнаженной части 100—300 км (рис. 1). С запада располагается Восточно-Европейская платформа, отвечающая палеозойскому континенту. Здесь на кристаллическом допалеозойском основании залегает чехол существенно карбонатных осадков нижнего и среднего палеозоя. Восточная часть платформы занята верхнепалеозойским Предуральским краевым прогибом. Затем прослеживается Внешняя складчатая полоса шириной 50—100 км, которая ранее описывалась как миогеосинклинальная зона [38]. В ней распространены палеозойские терригенно-карбонатные отложения от ордовика до среднего карбона.

Структура внутренних зон Урала включает два комплекса, выделенных Н. П. Херасковым [41] в качестве доуралид и уралид. К доуралидам отнесены преимущественно докембрийские образования, в том числе

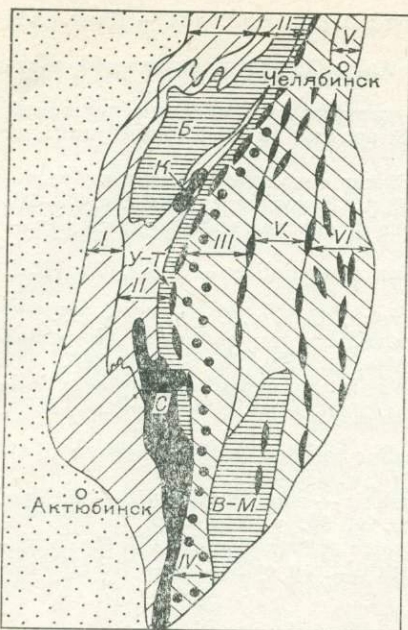


Рис. 1. Схема размещения палеозойских офиолитов в структурах Южного Урала.

- | | |
|--|--|
| | <p>1 — 3 — зоны развития палеозойских офиолитов: краевые аллохтоны с широким развитием базит-гипербазитовых комплексов (1), зоны протрузий, в которых гипербазиты сочетаются с базальтовыми и кремнистыми толщами (2), синклиновые зоны, в которых на поверхность выходят преимущественно кремнистые (3); 4 — палеозойские образования восточных зон Урала с отдельными выходами блоков докембрия; 5 — палеозойские отложения западных зон Урала; 6 — докембрийские образования воднятий; 7 — отложения чехла Русской платформы; 8 — мезозой-кайнозойские отложения Тургая и Приаралья.</p> <p>I — Предуральский краевой прогиб, II — Внешняя складчатая зона, III — Магнитогорский синклинорий, IV — Западно-Мугоджарский синклинорий, V — Восточно-Уральское поднятие, VI — Восточно-Уральский прогиб; Б — Башкирский синклинорий, У-Т — Урал-Тау (Центрально-Уральское поднятие), В-М — Восточно-Мугоджарское поднятие, К — Кракинский аллохтон, С — Сакмарский аллохтон.</p> |
|--|--|

древние офиолиты, подвергшиеся метаморфизму эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой и гранулитовой фаций. Они слагают крупные поднятия (Урал-Тау, или Центрально-Уральское, Мугоджарское, Башкирское) и представляют собой выходы основания континентов или микроконтинентов. Уралиды, включающие породы от ордовика до карбона, выполняют прогибы или синклинории, такие как Магнитогорский, Западно-Мугоджарский, Восточно-Уральский и др. Особое положение занимает Восточно-Уральское поднятие («гранитная ось Урала»), расположенное на северном продолжении Мугоджарского микроконтинента. В его пределах также распространены палеозойские образования.

Уралиды перечисленных зон состоят из офиолитов, т. е. океанических и перекрывающих их островодужных вулканических и обломочных серий. В уралидах установлены силурийские и среднедевонские офиолитовые серии, хотя не исключено наличие и более древних ордовикских офиолитов. Среди островодужных присутствуют вулканогенные толщи среднеордовикского, силурийского, раннедевонского, средне-позднедевонского и раннекаменноугольного возраста. В целом структура Южного Урала имеет западную вергентность с общим надвиганием тектонических покровов и аллохтонов на запад, в сторону Восточно-Европейской платформы. Синклинории от доуралид восточного склона отделяются зоной Главного уральского разлома, представляющего собой полосу меланжа и гипербазитовых протрузий шириной в несколько километров.

СТРОЕНИЕ ОФИОЛИТОВ

Офиолиты обнажаются в краевых аллохтонах и в синклиновых зонах. В аллохтонах они представлены раздробленным и деформированным габбро-гипербазитовым комплексом, содержащим блоки базальтов и кремнистых осадков. Гипербазиты присутствуют либо в извилистых полосах меланжа, где цементируют гигантскую тектоническую брекцию, либо слагают верхние тектонические покровы. В Сакмарском аллохтоне эти покровы представляют собой крупные (до 10—20 км в поперечнике) опрокинутые на запад лежащие складки [33]. Каждый из крупных гипербазитовых массивов — Хабарнинский, Халиловский, Кемпирсайский — это эродированные части таких складок. В Кракинском аллохтоне офиолитовый покров состоит из гравитационно сползшей гипербазитовой пластины.

В синклинорных зонах офиолиты или слагают слабо деформированное основание островодужных построек, или залегают в виде зон меланжа и протрузий в дизъюнктивных структурах. В первом случае они представлены кремнисто-базальтовыми толщами, ассоциирующими с габброидами, во втором — пластинами гипербазитов в сочетании с блоками базальтов и кремнистых пород. В таких зонах длина гипербазитовых пластин может достигать 30 км при ширине 4—5 км. Вмещающими породами являются на западе силурийско-девонские толщи, а на востоке и отложения карбона. Конфигурация тел гипербазитов особенно сложна в Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе, что обусловлено наличием покровных чешуй.

Из-за интенсивной дислоцированности пока невозможно повсеместно отделить силурийские офиолиты от девонских, а также выделить среди них более древние. Известно, что первые сосредоточены в краевых аллохтонах и зонах меланжа. Они представлены толщами толеитовых базальтов и фтанитов (поляковская, сугралинская, сакмарская свиты), гипербазитами существенно гарцбургит-лерцолитового состава (Кракинский, Катралинский и Нуралинский массивы). Офиолиты синклинорных зон имеют среднедевонский возраст. Это доказано для кремнисто-базальтовых толщ Мугоджар (мугоджарская и куркудукская свиты). Ниже будет показано, что габбро-гипербазитовые массивы восточной части Сакмарского аллохтона (Кемпирсайский, Хабарнинский, Халиловский), вероятнее всего, представляют собой перемещенные нижние части среднедевонского офиолитового разреза, верхи которого представлены лавами и яшмами Мугоджар. Это подтверждается определениями абсолютного возраста гипербазитов и габброидов в интервале 368—404 млн. лет (см. с. 80). Основываясь на разном составе ультраосновных массивов, можно предполагать, что силурийские и среднедевонские офиолиты относятся к двум типам, формировавшимся в разной геодинамической обстановке. Принятое разграничение гипербазитов Южного Урала на два разновозрастных комплекса следует рассматривать как рабочую гипотезу. Ранее [12] все гипербазиты относились к нерасчлененному основанию офиолитовых серий.

Силурийские офиолиты охарактеризованы на примере Кракинского аллохтона, Нуралинского гипербазитового массива и силурийских кремнисто-базальтовых толщ. В Кракинском аллохтоне гипербазиты выполняют синформу шириной 10—15 км. В западной части и на северной центрoклинали они налегают на терригенные и карбонатные отложения девона. В основании пластин гипербазитов повсеместно прослеживается серпентинитовый меланж, вмещающий глыбы гарцбургитов, кварцитовидных песчаников, граувакк, диабазов, габбро размерами от 1—2 до 40—100 м. На северном и западном контактах аллохтона меланж полого (под углами 20—40°) падает к центру синформы, на восточном контакте он залегают вертикально. Ниже гипербазитового покрова в центре аллохтона расположен мегамеланж с крупными, до нескольких сотен метров, оторженцами вулканических пород, сходных с поляковской свитой. Среди них распознаются подушечные лавы, в том числе с секториальной отдельностью, гиалокластитовые брекчии, субвертикальные диабазовые дайки, внедренные друг в друга и представляющие собой остатки серии параллельных даек, силлы диабазов. В составе гипербазитовых пластин описан ряд зон различного петрографического состава [29]. Нижняя из них мощностью более 100 м сложена дунит-гарцбургитовым полосчатым комплексом. Выше залегают зона массивных гарцбургитов (50—80 м), над ней — переходная зона (10—40 м), представленная лерцолито-гарцбургитами (моноклинного пироксена здесь всего 3—8%). Значительные площади занимают в верхних частях пластин лерцолиты с небольшими обособлениями оливинных пироксенитов. Краевые части массива заметно серпентинизированы.

Сходное строение имеет Нуралинский массив [36], расположенный в зоне Главного уральского разлома. Длина его 30 км при ширине 4—5 км. На западе он надвинут на нижнепалеозойские толщи, а к востоку в виде

крутопадающей пластины погружается под отложения среднего палеозоя. Низы тела слагают дуниты с редкими полосами гарцбургитов. Последние вверх по разрезу начинают преобладать, появляется зона существенно гарцбургитового состава мощностью 150—200 м. Над ней располагаются зона плагиоклазовых лерцолитов мощностью 150—170 м, а затем дунит-перидотитовый полосчатый комплекс (100—150 м). Кремнисто-базальтовые отложения силура, распространенные вблизи массива, представлены толщей афировых базальтов, чередующихся с фтанидами, кремнисто-глинистыми, углистыми сланцами (мощность 2000—2500 м). Ограниченно в верхах разреза развиты песчаники, конгломераты, известняки.

К силурийским офиолитам в Сакмарском аллохтоне относятся толеитовые базальты (сугралинская свита) и кремнистые осадки (сакмарская свита), слагающие серию тектонических покровов и блоков. Толеитовые базальты распространены в восточной части аллохтона, где образуют толщу лавовых труб мощностью более 1000 м, аналогичных лавовым трубам, встречающимся на дне океанов. Сакмарская свита сложена фтанидами, кремнистыми брекчиями, песчаниками и имеет мощность порядка 200 м. Среди них встречаются линзы известняков типа «аммонитико росса». Органические остатки принадлежат пелагическим формам (граптолиты, радиолярии, конодонты, ортоцератиды). Силурийская кремнистая толща участками непрерывно надстраивается аналогичными кремнистыми породами нижнего и среднего девона весьма незначительной мощности (30—40 м), содержащими прослой пелагических тентакулитовых известняков [18]. Наличие таких «конденсированных» разрезов говорит об отложении их в бативальной зоне [35].

Между пластинами, сложенными силурийскими базальтами и кремнистыми осадками, располагаются блоки силурийских же вулканогенных отложений островодужного типа, перекрытых красноцветными яшмами с железомарганцевыми конкрециями. Возраст яшм, по данным [35], среднедевонский. На отдельных участках Сакмарского аллохтона откартированы нижнедевонские олистостромовые горизонты, указывающие на резко расчлененный рельеф и начавшееся перемещение тектонических покровов в раннем девоне.

В северной части аллохтона располагается лерцолитсодержащий Катралинский массив. Он надвинут на терригенные отложения верхнего девона, а участками имеет тектонические контакты с породами нижнего силура и ордовика. Размеры массива в плане 6×10 км. В его составе резко преобладают гарцбургиты (70—80%), подчиненное значение имеют дуниты и лерцолиты. Отмечены также участки развития полосчатого дунит-гарцбургитового комплекса [3].

Среднедевонские офиолиты рассмотрены на примере Западно-Мугоджарского синклинория и габбро-гипербазитовых массивов восточной части Сакмарского аллохтона.

В Мугоджарах разрез офиолитов вскрыт в слабо дислоцированном залегании. По аналогии с типовым разрезом офиолитов здесь присутствуют все горизонты при ограниченном развитии перидотитов. Последние откартированы на небольших участках, но по геофизическим данным они образуют большие массы на глубинах в первые километры.

Габбро и пироксениты, отвечающие низам второго слоя океанической коры, слагают широкие поля по восточному обрамлению синклинория. Согласно А. Т. Тельгузиеву, Г. Л. Капинцеву и Г. Б. Руднику, в нижних частях массивов габбро-нориты чередуются с различными пироксенитами и гарцбургитами, верхние части массивов состоят в основном из пироксеновых габбро. Вверх по разрезу среди габбро появляются рои субмеридиональных долеритовых даек. Соотношения даек с габбро хорошо задокументированы в Бахтыбайском массиве, где описаны последовательные переходы от очага, сложенного порфиroidными габбро с крупными выделениями плагиоклаза, к порфиroidным долеритам с вкрапленниками того же плагиоклаза вплоть до обычных долеритовых даек. В верхах габбрового слоя появляются амфиболовые разности габбро. Они подвергают амфибо-

лизации и габброизации более древние порции долеритовых даек и в то же время, как установили А. С. Перфильев и С. А. Куренков, сами секутся более поздними дайками. Это свидетельствует о постоянном обновлении и пополнении веществом магматического очага, родоначального для пород офиолитового комплекса. Амфиболизация габбро и даек связана, вероятно, с проникновением морской воды в «корни» дайковой серии, как это наблюдается в офиолитах Омана [48].

Базальтовая часть второго слоя имеет мощность 1000—1500 м и представлена чередованием полей подушечных лав и роев параллельных даек [9]. Ширина роев даек, относимых к актогайскому комплексу, 3—5 км, протяженность — первые десятки километров. Они представлены сближенными вертикальными или круто наклоненными пластинами диабазов средней мощностью около 1 м. В поперечном сечении роев насыщенность дайками различна и нарастает от периферии к центру, где они слагают пакеты соприкасающихся пластин. На основании изучения закалок установлено, что дайки внедряются не только по контактам более ранних тел, но и по их осевым плоскостям. В западной части роев преобладают дайки с закаленными восточными контактами, в восточной части — с западными. Это указывает на перемещение центров поступления даек или на незначительные перескоки оси спрединга, подобные тем, что установлены в современных рифтовых долинах.

Лавовые постройки (мугоджарский комплекс) представлены вулканическими грядами с поперечным сечением в первые километры, от которых вследствие спрединга сохранились преимущественно западные половины. По преобладанию трубообразных и наличию пластинчатых потоков, афировости, низкой пузыристости (3—7%) и титанистости (TiO_2 1,5—2,0%) базальты близки толеитам высокоспрединговых (более 5 см/год) океанических рифтов [25]. Чередование на площади лавовых полей и даек отражает различную величину эрозионного среза вулканических построек. На этом основании восстанавливается ступенчатый рельеф рифтовой долины. Ширина таких ступеней 2—5 км, они вздернуты к востоку, что служит подтверждением выводу о положении оси спрединга восточнее изученного участка.

Осадочный чехол, залегающий на базальтах и отвечающий первому слою палеоокеанической коры, имеет мощность около 50—200 м. Внутри осадков присутствуют многочисленные «силло-потоки» базальтов, связанные с отдельными функционировавшими в то время вулканическими постройками. Встречаются также отдельные силлы пикритов. Осадки представлены тонкослоистыми яшмами, содержащими радиолярии. В резко подчиненном количестве присутствуют прослои тонкозернистых песчаников и алевролитов турбидитной природы. Во многих местах непосредственно на базальтах залегают кремнисто-гематитовые породы — аналог современных железистых металлоносных осадков океана. В базальтах заключены колчеданные залежи, что свидетельствует о гидротермальной циркуляции в базальтовом слое.

Перекрывается кремнисто-базальтовая толща островодужным комплексом, представленным андезитобазальтами, андезитами, дацитами с прослоями туфов, вулканомиктовых брекчий и яшм. Характер их взаимоотношений с подстилающими отложениями позволяет говорить о существовании локальных несогласий, выраженных в изменении мощности и даже полном выклинивании кремнистой толщи, разной ориентировке океанических и островодужных лавовых построек. На вулканогенных породах островодужной серии залегают толща красно- и пестроцветных среднедевонских яшм, включающая пластовые и конкреционные марганцевые руды. Она образовалась в условиях погружения островной дуги, местами (северная часть Магнитогорского синклиория) залегают на базальтовой толще и, по-видимому, синхронна формировавшейся восточнее океанической коре.

Гипербазитовая часть среднедевонского офиолитового комплекса рассмотрена на примере Кемпирсайского и Хабарнинского массивов.

Они расположены в восточном борту Сакмарского аллохтона, примыкающим к Западно-Мугоджарскому синклинию. Северная часть его шириной 5—10 км и длиной 50 км представлена моноклинально падающим к западу телом, сложенным дунитами повышенной железистости и хромистости. В кровле и подошве пластины зафиксированы тектонические брекчии мощностью в десятки метров [42]. Низы пластины (около 700 м) слагают дуниты, середину (более 600 м) — гарпбургиты, а верхи (более 900 м) — вновь дуниты. Южная изометричная часть массива (30 × 40 м) имеет пологое залегание с погружением в восточной половине тела (гравиметрические данные). Здесь наблюдается частая перемежаемость перидотитов и дунитов при резком преобладании последних. По полосчатости выделяется ряд сводовых поднятий, разделенных опусканиями. В вертикальном разрезе юго-восточного свода сверху вниз следуют: перидотиты (300—700 м); дунит-перидотитовый комплекс с залежами хромитов (1000—1500 м); перидотиты с отдельными обособлениями дунитов (500—600 м).

С севера к Кемпирсайскому массиву примыкает Хабаровский массив размером 26 × 15 км. Нижнюю часть его разреза слагают гарпбургиты, среднюю — дуниты и верлиты с тонкими полосами хромититов, верхнюю — полосчатые габброиды, испытавшие неоднократные метаморфические преобразования [5]. Мощность слоев порядка 100—300 м.

К югу от Кемпирсайского массива расположен крупный (2000 км²) Даульско-Кокпектинский массив дунит-гарпбургитового состава, перекрытый мезозойско-кайнозойскими отложениями. По геофизическим данным [2], восточная часть массива, примыкающая к Западно-Мугоджарскому синклинию, погружается до поверхности Мохоровичича. Это свидетельствует в пользу связи гипербазитов с основанием среднедевонского офиолитового разреза Мугоджар.

В Восточно-Уральском поднятии и Восточно-Уральском прогибе офиолитовая ассоциация представлена силурийскими и среднедевонскими толщами кремнисто-базальтового состава мощностью 1500—2000 м. Залегают они в тектонических блоках и пластинах, разделенных гипербазитовым меланжем и протрузиями. Базальты низкокальцевые и высокотитанистые, представлены афировыми и мелкопорфировыми разностями, слагающими трубообразные, подушечные и пластообразные потоки [19].

Осадочные породы представлены фтанитами, углисто-кремнистыми и углистыми алевролитами. В среднедевонских отложениях лавы резко преобладают и включают лишь маломощные прослойки яшм, гематито-кремнистых пород и известняков.

Для понимания природы офиолитовой ассоциации важен вопрос о характере контактов слагающих его комплексов. Применительно к южно-уральскому материалу высказываются разные представления об их природе: от повсеместно тектонической до интрузивной. Фактические данные, в том числе полученные в результате буровых и горных работ, позволяют нарисовать следующую картину: контакты гипербазитовых тел в зонах меланжа и протрузий выражены зонами рассланцевания, милонитизации и являются тектоническими. Это вынуждает пересмотреть рисовку многих геологических карт, особенно для слабо обнаженных восточных зон. Сложнее обстоит дело с контактами крупных ультраосновных массивов типа Кемпирсайского, в которых граничные тектониты в отдельных случаях имеют малую мощность (десятки сантиметров). Они оказались затронутыми последовавшими после внедрения метаморфическими и биметасоматическими явлениями [5]. В Кемпирсайском массиве зафиксированы зоны высокого давления, представленные глаукофансодержащими сланцами и апогаббровыми гранатовыми амфиболитами. Окружающие вулканогенные породы деформированы совместно с эндоконтактами массива с образованием антиформ и синформ. В Хабаровском массиве при преобладании холодных контактов вокруг пироксенитов и двупироксеновых габбровых бластомилонитов картируется полоса экзоконтактных амфиболитов умеренного давления, причем габбровый и вулканогенно-

терригенный материал деформирован совместно и иногда тектонически перемешан.

Вероятно, амфиболиты и зоны мигматитов в обрамлении Хабаровинского массива можно рассматривать как образования, возникшие при перемещении нагретой пластины гипербазитов по вулканогенному субстрату [12]. Это мнение нашло подтверждение в работе [39]. Ее авторы показали, что таким субстратом не могли быть лавы сугралинской свиты силура. Нам представляется, что это была толща афировых высокотитанистых субщелочных базальтов нижнего ордовика, широко развитая в непосредственном обрамлении Хабаровинского массива (судя по высокому содержанию титана и щелочей).

СОСТАВ ОФИОЛИТОВ И МЕТАМОРФИЗМ

Вещественный состав пород офиолитовой ассоциации Южного Урала и некоторые вопросы их генезиса освещены во многих работах [3, 5, 19, 24, 40, 42, 43 и др.]. В них установлена принадлежность ультраосновных пород к альпинотипным гипербазитам, сопоставимым с гипербазитами океанической коры. С океаническими же образованиями в последнее время стали сопоставлять и монотонные толщи афировых базальтов во многих структурных зонах Урала [7, 9].

По набору петрографических разновидностей гипербазиты Южного Урала разделены на два типа: дунит-гарцбургитовый и лерцолит-гарцбургитовый. Это подразделение аналогично тому, как был расчленен офиолитовый пояс Альп [23]. К первому типу относятся массивы Кемпирсайский, Хабаровинский, Халиловский; ко второму — группа массивов Крака, Нуралинский и Катралинский. Выше было указано на вероятную принадлежность гипербазитов этих групп к разновозрастным офиолитовым ассоциациям (среднедевонской для первого типа и ордовик-раннесилурийской — для второго). Химический состав средних типов пород из перечисленных массивов приведен в табл. 1. По сравнению с океаническими лерцолитами [23] у аналогичных пород Южного Урала повышена магнетизальность, иные соотношения окисного и закисного железа. Гарцбургиты не имеют четко выраженных отличий.

Базальтовые лавы, располагающиеся выше серии сближенных дайковых тел в Сакмарской зоне и Южных Мугоджарах, по петрографическому облику, химическому составу и морфологии вулканических тел близки к эффузивам срединно-океанических хребтов. Особенно показательные данные получены по базальтам мугоджарского комплекса (табл. 2). Подушечные лавы Южных Мугоджар принадлежат к низкокальциевым толеитам, в которых содержания петрогенных и редких элементов близки к таковым в

Т а б л и ц а 1

Средние составы гипербазитов [по 29], вес. %

Окисел	Южный Крака			Кемпирсай	
	Дунит	Гарцбургит	Лерцолит	Дунит	Гарцбургит
SiO ₂	40,83	44,80	44,47	40,59—42,12	43,07—43,62
Al ₂ O ₃	0,89	1,01	3,01	0,45—0,91	0,88—1,44
Cr ₂ O ₃	0,35	0,35	0,21	0,31—0,42	0,30—0,42
Fe ₂ O ₃	4,84	4,58	1,34	6,46—8,74	6,47—7,12
FeO	2,85	3,50	6,81	0,83—0,88	1,54—2,14
MnO	0,07	Не опр.	0,08	Не опр.	
MgO	49,06	44,80	40,85	47,51—49,36	45,26—46,42
NiO	0,32	Не опр.	0,26	Не опр.	
CoO	0,02	»	0,01	0,03	0,01
CaO	0,44	0,55	2,34	0,01	0,01

Пр и м е ч а н и е. Анализы приведены в пересчете на сухой остаток (без H₂O, п.п.п.).

Таблица 2

Средние содержания петрогенных (мас.%) и редких (г/т) элементов в вулканитах офиолитовых ассоциаций Южного Урала

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	49,20	50,05	49,10	49,10	47,59	48,69	48,20	48,10	50,90	49,96
TiO ₂	1,30	1,57	1,70	1,80	1,80	2,01	1,54	1,80	1,20	1,48
Al ₂ O ₃	14,80	14,31	16,50	14,70	13,94	12,22	14,37	15,20	15,30	15,67
Fe ₂ O ₃	2,70	5,92	1,30	4,60	6,29	6,60	5,11	4,40	5,10	2,48
FeO	8,20	5,96	8,60	7,50	6,33	7,88	7,09	7,40	7,00	8,06
MnO	0,20	0,13	0,10	0,20	0,19	0,21	0,19	0,20	0,20	0,18
MgO	7,00	5,21	7,80	6,40	6,60	3,77	7,33	7,20	5,00	7,97
CaO	8,90	8,19	8,00	7,90	10,68	6,07	9,78	6,70	4,10	10,36
Na ₂ O	2,90	3,91	3,60	3,90	3,01	1,72	3,16	3,90	5,30	2,63
K ₂ O	0,60	0,35	0,20	0,30	0,18	0,29	0,20	0,20	0,20	0,23
P ₂ O ₅		0,18			0,18	0,35	0,11			
n	18	7	12	35	25	21	50	8	14	200
Ni	12	57			52		65			113
Cr	20	82			107		150			303
V	180	352			305		265			314
n	15	5			19		25			200

Примечание. 1,2 — базальты из подушечных лав поляковского комплекса Присамарско-Вознесенской зоны [19,40] (1) и сугралинского комплекса нижнего силура Сакмарской зоны (2); 3 — спилиты силура Восточно-Уральского поднятия; 4 — спилиты и мниропорфириты силура Восточной вулканогенной зоны; 5 — базальты из подушечных лав мугоджарского комплекса среднего девона Южных Мугоджар; 6 — вулканические стекла, там же; 7 — долериты из актагайского комплекса сближенных даек среднего девона Южных Мугоджар; 8,9 — спилиты среднего девона Восточно-Уральского поднятия (8) и Восточной зоны (9); 10 — базальты срединно-океанических хребтов [23].

толеитах срединно-океанических хребтов [23] (см. табл. 3, рис. 2; рис. 3, 4).

На диаграмме AFM средние составы базальтов палеоокеанического ложа Южного Урала в большинстве своем попадают в перекрывающиеся поля толеитов Красного моря и Срединно-Атлантического хребта. Аналогичный химический состав и у подушечных лав нижнесилурийского сугралинского комплекса Сакмарской зоны, которые также сопоставляются нами с образованиями палеоокеанического ложа. Несколько обособленное

Таблица 3

Средние содержания РЗЭ в вулканитах офиолитовых ассоциаций Южного Урала

Элемент	1	2	3	4
La	8,6	4,8	3,1	3,4
Ce	17,6	11,0	11,6	10,3
Pr	2,9	2,6	3,1	1,9
Nd	11,2	9,5	17,8	9,9
Sm	3,2	3,9	4,3	3,5
Gd	4,1	5,1	5,5	5,0
Y + Tb	14,6	22,4	38,9	32,6
Dy	2,4	3,8	7,2	5,2
Ho	0,9	2,0	2,9	1,2
Er	2,0	3,1	4,6	3,5
Tm	0,6	0,4	0,9	0,5
Yb	1,5	0,4	3,7	3,2
Сумма . . .	69,6	69,0	103,6	80,2
n	8	8	6	

Примечание. 1,2 — афировые базальты из подушечных лав сугралинского комплекса нижнего силура Сакмарской зоны (данные В. Г. Кориневского, И. В. Семенова) (1) и из подушечных лав мугоджарского комплекса среднего девона Южных Мугоджар (данные В. Г. Кориневского, И. В. Семенова) (2); 3 — долериты из актагайского комплекса сближенных параллельных даек среднего девона Южных Мугоджар (данные И. В. Семенова, Г. П. Беляниной, В. В. Червяковской); 4 — океанические толеиты [1].

Рис. 2. Диаграмма АФМ для базальтов.

1—3 — линии состава толеитов по [24] Красного моря (1), Атлантического океана (2), Восточно-Тихоокеанского поднятия (3); 4 — точки средних составов базальтов офиолитовых ассоциаций Южного Урала (см. табл. 2).

положение их среднего состава на диаграмме АФМ (см. рис. 2) связано с альбитизацией большинства сугралинских лав. Афирированность и высокая титанистость базальтов Мугоджар, по мнению авторов [25], могут свидетельствовать о высоких скоростях океанического спрединга, порядка 5 см/год. Об этом говорит и наличие пластинчатых потоков лав.

Информативными оказались и содержания РЗЭ в породах актогайского, мугоджарского и сугралинского комплексов. В них преобладают средние лантаноиды, особенно элементы иттриевой группы; по соотношениям легких, средних и тяжелых лантаноидов они очень близки к океаническим толеитам (рис. 3). Особенно велико сходство с океаническими толеитами у подушечных лав мугоджарского комплекса и диабазов актогайского дайкового комплекса. В этих породах весьма близки средние (в целом низкие) суммы РЗЭ. Доводом в пользу принадлежности базальтоидов к палеоокеаническим образованиям служит диаграмма нормированных по хондриту содержаний РЗЭ (рис. 4). Цериевое окончание этих линий опущено, что, по мнению Б. Г. Лутца [23], характерно только для океанических толеитов. По многим параметрам к вулканическим породам актогайского и мугоджарского комплексов близки и лавы сугралинского комплекса, но в последних больше разброс содержаний РЗЭ и петрогенных элементов.

Метаморфизованы породы офиолитовой ассоциации Южного Урала главным образом в условиях зеленосланцевой фации [21]. В зонах контакта аллохтонов и зонах меланжа присутствуют высокобарические ассоциации, в частности глаукофановые сланцы. Сложный характер метаморфических преобразований установлен для габброидов, слагающих многие массивы в Сакмарском аллохтоне. А. А. Ефимов [5] доказывает, что эти процессы протекали в мантийных условиях по мере роста мантийного диапира. Локальное развитие имеет высокотемпературный метаморфизм амфиболитового уровня (контакты Хабарнинского и Кемпирсайского массивов). С поствулканической деятельностью в базальтоидных

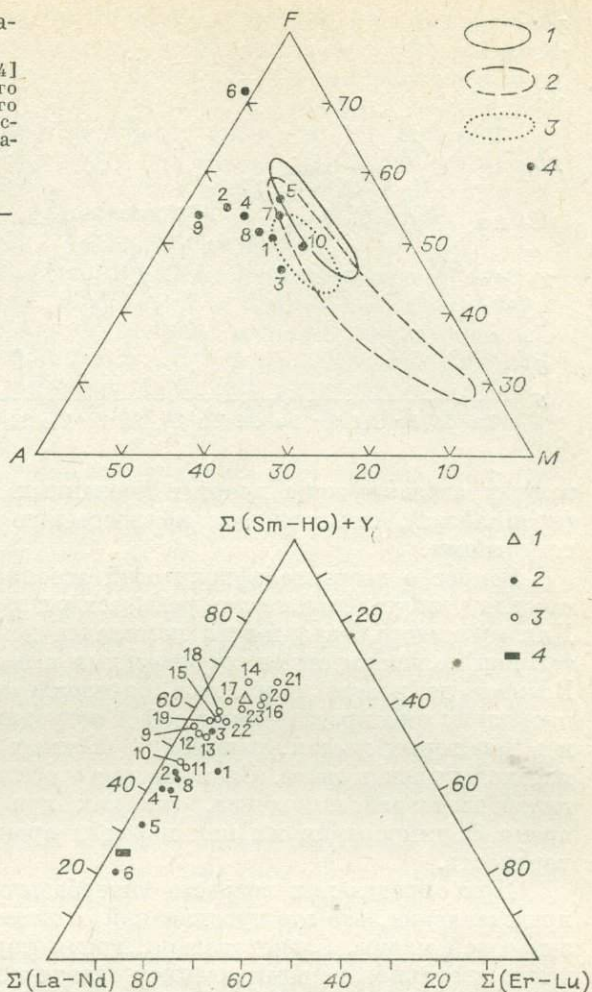


Рис. 3. Соотношение РЗЭ в базальтах офиолитовых комплексов Южного Урала.

1 — толеиты океанические; 2—4 — базальты сугралинского комплекса (нижний силур Сакмарского аллохтона) (2), мугоджарского комплекса (средний девон Южных Мугоджар) (3) и континентальные (4). 1, 4 — по [1], 2, 3 — по [18].

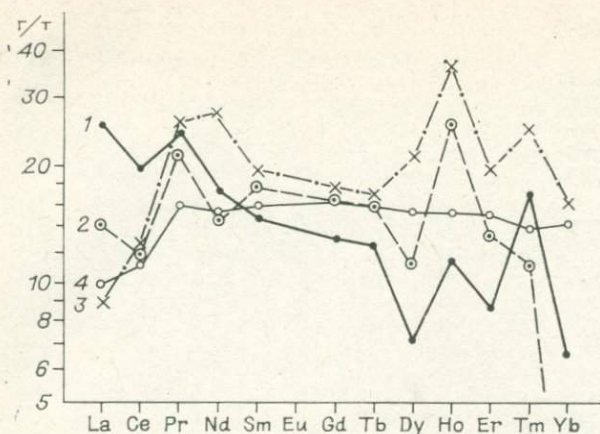


Рис. 4. Средний состав редкоземельных элементов в базальтовых комплексах Южного Урала, нормированный по хондритам (номера см. в табл. 3).

толщах связаны зоны хлоритизированных и эпидотизированных пород (пропилитов), сменяющиеся по восстанию гематито-кремнистыми метасоматитами.

Вопрос о возрасте офиолитовой ассоциации сложен в связи с тем, что для разных ее элементов решается разными методами и неоднозначно. Для кремнисто-базальтового комплекса данные наиболее определенные, так как получены стратиграфическими и палеонтологическими методами. Возраст дайкового комплекса определяется геологическими данными, поскольку они представляют собой подводящие каналы лавовых потоков и в некоторых местах, например в Южных Мугоджарах, зафиксированы переходы даек в лавы. Сложнее всего обстоит дело с возрастом габбро-гипербазитового комплекса, так как при этом приходится определять время формирования их как пород и время выведения на земную поверхность.

При определении возраста гипербазитов как пород мы исходим из представления, что это тугоплавкий остаток (рестит) от выплавления базальтовой магмы. Следовательно, время формирования этих пород, причинно связанное с формированием океанической коры, также соотносится с периодом накопления базальтовых и кремнистых толщ. Время выведения гипербазитов на поверхность определяется по продуктам их размыва. Они повсеместны в отложениях верхнего девона, а на отдельных участках Сакмарского аллохтона установлены в нижнедевонской шандинской олистостроме (лерцолиты, хромшпинелиды, серпентиниты). Вероятнее всего, в шандинское время (ранний девон) размывались гипербазиты лерцолит-гарцбургитовой ассоциации.

Абсолютный возраст пород гипербазитовых массивов Урала сильно колеблется. Так, для биотитизированных пироксенитов Хабаровского массива К — Аг методом он определен в 380 ± 14 млн. лет [29], для подобных же пород отсюда имеется дата 428 ± 13 млн. лет [27]. В работе [3] для продуктов метаморфизма гипербазитов Хабаровского массива приводятся значения в интервале 444—468 млн. лет. По флогопитам, замещающим роговую обманку в амфиболитах обрамления Кемпирсайского массива, получен возраст 404 ± 18 млн. лет [30]. По устному сообщению Г. Вассербурга, возраст габбро из этого же массива по самарий-неодимовому соотношению составляет 398 ± 22 млн. лет. Учитывая абсолютный возраст, а также присутствие хромшпинелидов в ордовикских отложениях, некоторые исследователи определяли время формирования Кемпирсайского массива как доордовикское. Однако выполненные В. А. Исаевым [11] исследования показали, что ордовикские отложения не несут признаков питания за счет размыва гипербазитов. В этих толщах концентрации никеля и хрома (соответственно 0,004 и 0,01 %) значительно меньше, чем в терригенных отложениях верхнего девона, накапливавшихся в период размыва гипербазитов (соответственно 0,014 и 0,030 %).

Изучение состава зерен хромшпинелидов из тяжелой фракции нижнеордовикских песчаников, выполненное В. А. Исаевым, И. А. Малаховым и Л. К. Ворониной с помощью рентгеноспектрального микроанализатора JXA-5, показало отличие их от хромшпинелидов ультраосновных пород Сакмарской зоны по содержанию MgO (соответственно 1,1—1,9 и 0,1—0,5%). По содержанию этого компонента обломочные зерна близки к хромитам некоторых ультрабазитовых массивов, залегающих в верхнерифейско-вендских толщах платформенного облика (западный склон Урала), которые, вероятно, и поставляли материал для сноса.

Пассивное перемещение пластичных серпентинитовых масс под влиянием тектонических напряжений, конечно же, не должно отождествляться с интрузивным способом внедрения. На западе Уральской складчатой системы серпентинитовые протрузии происходили в допозднедевонское время [17], а в более восточных зонах эти движения охватывали и нижний карбон [19], что находится в соответствии с перемещением тектонической активности в этом направлении [12].

Эффузивные члены офиолитовой ассоциации в зоне краевых аллохтонов представлены толщами подушечных лав сугралинской и поляковской свит. Лавы содержат тонкие линзовидные пропластки темно-серых известняков в переслаивании с фтанитами либо прослой темных битуминозных кремнистых сланцев и фтанитов. Помимо малоинформативных радиоларий в известняках и кремнистых породах встречены остатки граптолитов и конодонтов. Они дали возможность установить раннесилурийский возраст сугралинской [16] и поляковской [40] свит. Формирование океанического комплекса нижнего силура длилось в Сакмарском окраинном бассейне не менее 10 млн. лет.

Подушечные лавы, гиадокластиты, пластинчатые потоки и силловые залежи мугоджарского комплекса, а также согласно залегающие выше маломощные осадки куркудукского комплекса условно датировались до последнего времени силуром. В 1982 г. в яшмах Западных Мугоджар, слагающих прослой в лавах и самостоятельные горизонты, были впервые обнаружены конодонты среднего девона [10, 12], позволившие уверенно говорить об эйфельско-живетском возрасте офиолитов южной оконечности Урала. Этот же возраст имеет и дайковый комплекс Мугоджар, поскольку на р. Шулдак наблюдались случаи перехода даек в покровы. Эффузивы из офиолитовой ассоциации Южных Мугоджар также накопились в геологически короткий срок: 5—10 млн. лет [12].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Офиолитовая ассоциация Южного Урала вмещает широкий комплекс полезных ископаемых, включающий черные, цветные и благородные металлы, нерудное сырье. Металлогенический анализ, выполненный с учетом многочисленных исследований [6, 20, 26], позволяет разделить полезные ископаемые на три группы по соотношению с процессами формирования офиолитов и их последующих эндогенных и гипергенных преобразований. Первая группа представлена хромитовыми, колчеданными, железистыми и марганцовистыми рудами, сформировавшимися при образовании офиолитов. Вторая группа, в которую входят месторождения хризотил-асбеста, талька, пейзажных яшм, родонитов и др., образовалась при воздействии на офиолиты метаморфических и гидротермальных процессов. Третья группа — силикатно-никелевая формация, магнетиты и опалиты — развита на крупных гипербазитовых массивах с сохранившейся мезозойской и палеогеновой корой выветривания. Для офиолитовой проблемы наиболее важна первая группа, которая и охарактеризована ниже.

В пространственном распределении полезных ископаемых намечаются следующие особенности. В зоне аллохтонов, где вскрыты наиболее глубокие ультрамафитовые горизонты, сосредоточены хромитовые руды.

Базальтовые и кремнистые толщи развиты в синклинорных зонах, специализированных в отношении медно-колчеданного, марганцевого и золото-кварцевого оруденения. В зонах протрузий и меланжа располагаются практически все виды месторождений второй группы. Хризотил-асбестовые залежи находятся среди наиболее крупных протрузий восточного склона, где были обеспечены условия метаморфизма с привнесом воды. По-видимому, в протрузивный процесс здесь были вовлечены верхние горизонты гипербазитового слоя. Происхождение асбестообразующих растворов связано либо с региональным метаморфизмом, либо с аллометаморфизмом под воздействием захороненных фреатических вод, которые были вовлечены в движение тепловым полем гранитоидных интрузий. Проявления тальковой и золотолиственитовой формации тяготеют к гипербазитовым массивам, прорванным гранитоидами. Эта ситуация особенно типична для протрузий Восточно-Уральского прогиба.

Хромитовая формация рассмотрена на примере месторождений Кемпирсайского массива, составляющих основу минерально-сырьевой базы хромитов в СССР [6, 28, 34]. Оруденение сосредоточено в крупных дунитовых обособлениях среди гарцбургитов вблизи подошвы массива, а также в полосах дунитов и гарцбургитов более высоких «стратиграфических» горизонтов. В первом случае преобладают высокохромистые, во втором — высокоглиноземистые руды. Месторождения состоят из серий линзовидных тел, вытянутых цепочкой в субмеридиональном направлении либо образующих рудные столбы. В крупных месторождениях длина рудных линз достигает сотен, мощность — десятков метров. Они сложены либо массивными, либо густовкрапленными рудами. Иногда отмечается полосовидное переслаивание бедно- и густовкрапленных (до сплошных) руд. Полосы обычно состоят из вытянутых в одном направлении шлировидных, веретенovidных обособлений вкрапленности различной густоты. Ориентировка ее согласна конфигурации тел, реже срезается контактами.

Относительно генезиса хромитового оруденения существуют несколько гипотез, обстоятельный анализ которых дан Т. А. Смирновой [20]. Наибольший интерес представляют две из них. Одна основана на том, что хромитоносные гипербазитовые массивы являются крупными пластинами мантийного вещества и хромиты образовались в связи с процессами перехода пиролита в рстит и последующей гравитационной либо метаморфогенной дифференциацией [28, 49]. Вторая базируется на представлении об обособлении рудно-силикатного расплава на разных стадиях развития ультраосновной магмы — от астеносферного уровня до магматической камеры [29, 42, 48]. На материале Кемпирсайских месторождений более разработана вторая гипотеза.

Медно-колчеданная формация приурочена к толщам толеитовых базальтов и в меньшей степени — к пакетам параллельных даек диабазов. Минерализация халькопирит-пиритового типа сосредоточена в скринах, разделяющих дайки и сложенных гиадокластитами и подушечными лавами. Наиболее интенсивна она в местах выклинивания даек, переходящих в потоки базальтов. Характер минерализации прожилково-вкрапленный, рудные минералы представлены пиритом, халькопиритом, редко сфалеритом. Описанное оруденение сходно с минерализацией, выявленной глубоководным бурением в рифте Коста-Рика [46], а также в кровле дайкового комплекса Ньюфаундленда [15].

В базальтовых толщах рудные объекты приурочены к вулканокупольным структурам. Главные рудные залежи согласны с напластованием вмещающих базальтов, имеют резкий верхний контакт и переходят в подошве в зону прожилково-вкрапленного оруденения. Наряду с преобладающим пиритом в рудных телах обычны халькопирит (в центре) и сфалерит (по периферии). По геологической позиции и составу эти рудопроявления аналогичны сульфидным залежам, обнаруженным в последние годы на Восточно-Тихоокеанском хребте [44]. В кремнистых отложениях, соответствующих первому слою океанической коры, установлены также железистые металлоносные осадки, к которым отнесены гематито-крем-

нистые породы, залегающие в низах яшмовой толщи. С ними ассоциируют пропластки и слои пиритового, халькопирит-пиритового состава.

Геологическая позиция колчеданной и железорудной минерализации, приуроченной к океаническим комплексам, позволяет предположить, что они представляют собой элементы единой гидротермальной системы. Это соответствует модели, близкой предложенным схемам развития рудного процесса в океанической коре [22, 47].

Понимание особенностей рудообразования в океанической коре позволяет по-новому оценить возможные источники рудного вещества главных месторождений колчеданного пояса Урала. Образование в толще базальтов рассеянной сульфидной минерализации по существу является рудоподготовительным процессом. Извлечение этого вещества магматическими и гидротермальными колоннами способствовало формированию в островодужных вулканогенно-рудных центрах богатых колчеданных залежей.

Марганцевая формация [4, 41] проявлена в толще яшм среднего девона, залегающих на островодужных комплексах (изолированный поздний член офиолитовой ассоциации). Месторождения этого типа прослеживаются в синклинирных зонах почти на 800 км.

В Сакмарском аллохтоне аналогом пластовых руд марганца служат марганцевые и железо-марганцевые конкреции, которые сосредоточены в пачке среднедевонских пестроцветных яшм, залегающей на силурийском островодужном комплексе. Рудные конкреции имеют поперечник от первых сантиметров до 1,5 м при толщине до 30 см.

Своеобразие пластовых и конкреционных руд марганца состоит в том, что они являются возможным аналогом современных металлоносных осадков и железо-марганцевых конкреций океанов и сформировались на абиссальных глубинах при погружении островодужных сооружений.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Анализ изложенного фактического материала позволяет дать следующую палеотектоническую реконструкцию Южного Урала на период формирования офиолитовой ассоциации (рис. 5) (полная характеристика геодинамических обстановок и их последовательности дана в работе [12]).

Ордовик-силурийская офиолитовая ассоциация по составу гипербазитов близка к типичной океанической коре и отвечает в Магнитогорском синклинории и восточных зонах остаткам ложа Уральского палеоокеана. Предполагается, что ось спрединга постоянно действовала в центре палеоокеана, в существовавшем там срединно-океаническом хребте. При вероятной скорости спрединга в 2 см/год (как в современной Атлантике) за период развития палеоокеана с конца раннего ордовика до раннего силура включительно, т. е. с 490 до 420 млн. лет, могло раскрыться около 1500 км океанического пространства. Кроме срединно-океанического хребта в раннем силуре раскрытие шло в Сакмарской зоне в тылу островной дуги, образовывался окраинный бассейн. Если принять время его раскрытия за 10 млн. лет и скорость спрединга 5 см/год, свойственную тыловым бассейнам, то ширина новообразованной структуры могла составить около 500 км. Глубина силурийского палеоокеана на большей части была несколько меньше уровня карбонатной компенсации (порядка 2500—2800 м), поскольку осадочный разрез содержит прослой пелагических известняков. Судя по постоянной примеси углеродистого вещества в кремнистых осадках, в бассейн поступало большое количество органогенного материала. Предполагается, что зона субдукции погружалась на запад под островную дугу и окраинное море со стороны открытого океана. Надвигание силурийских офиолитов на окраину Восточно-Европейского континента произошло на рубеже раннего и среднего девона, что фиксируется по шандинской олистостроме, содержащей продукты размыва гипербазитов

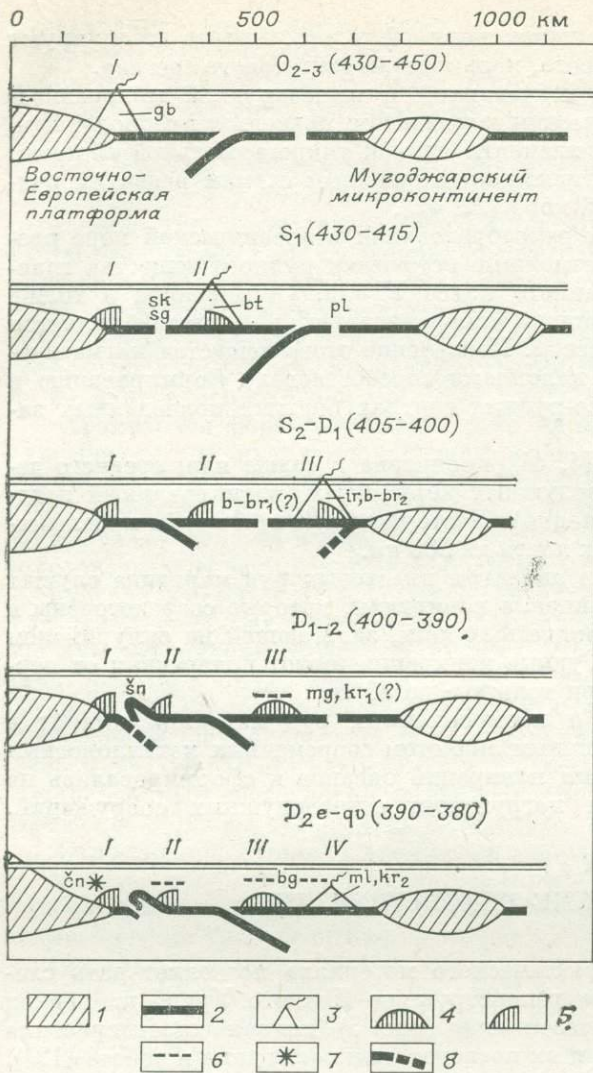


Рис. 5. Реконструкция Приевропейского сектора Уральского палеоокеана на период формирования офиолитов.

1, 2 — континентальная (1) и океаническая (2) кора; 3—5 — островодужные сооружения: формирующиеся (3), сформировавшиеся (4), расщепленные (5); 6 — кремнистый комплекс, перекрывающий погруженные островодужные сооружения; 7 — проявления платформенного щелочного магматизма; 8 — блокированные зоны субдукции.

Островные дуги: I — Губерлинская, II — Сакмарская, III — Ирендыкская, IV — Мильяшинская. Индикаторные осадочно-вулканогенные комплексы: океанические (sg — сугралинский, sk — сакмарский, pl — поляковский, mg — мугоджарский, sn — шандинский, ml — мильяшинский), островодужные (gb — губерлинский, bt — байтерекский, b-br — баймак-бурибайский, ir — ирендыкский, kr — карамалыташский платформенные (sn* — чанчарский).

основания Сакмарской дуги. Обдукция офиолитов происходила в подводной обстановке, поскольку все осадки шандинской олистостромы морские, причем в них много кремней.

Среднедевонская офиолитовая ассоциация формировалась в структурах двух типов. В восточных зонах Урала и Магнитогорском синклинии это, вероятнее всего, были междугубные бассейны. Здесь установлены руины Ирендыкской, Восточно-Магнитогорской, Восточно-Уральской островных дуг, в пространстве между которыми располагаются выходы базальтовых и липарит-базальтовых комплексов. На территории Западных Мугоджар в среднем девоне (390—380 млн. лет) сформировалась рифтовая зона, расположенная между Мугоджарским микроконтинентом и Восточно-Европейской платформой. В этом рифте в зоне спрединга на глубине около 3000 м изливались толеитовые базальты. Процесс охватывал примерно половину рассматриваемого интервала, т. е. 5 млн. лет, а в остальное время накапливались кремнистые осадки океанического чехла. Принимая, по петрологическим данным, скорость спрединга 5 см/год, можно оценить ширину созданного бассейна в 250 км, что сопоставимо с Красноморским рифтом. Перекрывается океаническая кора живецкими накоплениями островодужного типа, имеющими в то же время сходство с липарит-базальтовыми комплексами междугубного бассейна западного крыла Магнитогорского синклиния.

В позднем девоне — раннем карбоне руины островных дуг были засыпаны терригенными осадками зилаирской свиты. Можно полагать, что в это время господствовала обстановка общего сжатия. Возникла серия надвигов, по которым к поверхности было выведено основание офиолитовых комплексов, и повторился процесс обдукции.

ЛИТЕРАТУРА

1. Балашов Ю. А. Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
2. Бачин А. П. О строении Даульско-Кокпектинского ультраосновного массива.— Докл. АН СССР, т. 212, № 2, с. 433—436.
3. Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978. 239 с.
4. Гаврилов А. А. Эксталяционно-осадочное рудонакопление марганца. М.: Недра, 1972. 216 с.
5. Ефимов А. А., Пучков В. Н. О происхождении офиолитовой ассоциации. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1980. 62 с.
6. Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М.: Наука, 1978. 247 с.
7. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Зайков В. В. и др. Опыт изучения океанической коры на Урале.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного симпозиума «Эволюция офиолитовых комплексов». Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1981, с. 53—55.
8. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайшпирский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 19—42.
9. Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П. Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.
10. Иванов К. С., Пучков В. Н., Кориневский В. Г. и др. Первые находки конодонтов в зеленокаменных толщах Мугоджар.— В кн.: Ежегодник-1982 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983, с. 3—6.
11. Исаев В. А. Хром и никель в нижнеордовикских терригенных породах Сакмарской зоны Южного Урала.— В кн.: Геохимия литогенеза и осадочных формаций Урала. Пермь: изд. Пермского ун-та, 1983, с. 22—23.
12. История Уральского палеоокеана. М.: изд. Ин-та океанологии АН СССР, 1983. 200 с.
13. Кабанова Е. С., Кашицев Г. Л. Ультрабазиты офиолитовых поясов мира.— Итоги науки и техники. Геология. Минералогия. Петрография. М., 1981, т. 11. 88 с.
14. Камалетдинов М. А. Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 230 с.
15. Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
16. Кориневский В. Г. О наличии в силуре тентакулитов.— В кн.: Ежегодник-1975 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1976, с. 4—5.
17. Кориневский В. Г. Основные этапы внедрения серпентинитовых масс в Сакмарской зоне Казахского Урала.— В кн.: Ежегодник-1972 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973, с. 105—106.
18. Кориневский В. Г. Раннегеосинклинальный дайковый комплекс Мугоджар.— В кн.: Щелочные, основные и ультраосновные комплексы Урала. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1976, с. 34—40.
19. Коротеев В. А. Среднепалеозойский вулканизм в формировании земной коры восточного склона Южного Урала. Автореф. докт. дис. Мисс, 1983. 48 с.
20. Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Л.: Недра, 1978. 606 с.
21. Ленных В. И., Перфильев А. С., Пучков В. Н. Особенности внутренней структуры и метаморфизма альпийотипных офиолитовых массивов Урала.— Геотектоника, 1978, № 4, с. 3—22.
22. Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. П. Гидротермальный рудный процесс в рифтовых зонах океана.— В кн.: Геология морей и океанов. М.: Наука, 1982, с. 175—177.
23. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
24. Малахов И. А. Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. 234 с.
25. Матвеев В. В. Морфология лав и петрология базальтов срединно-океанических хребтов с разными скоростями спрединга.— Геотектоника, 1983, № 4, с. 26—36.
26. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд меди. Алма-Ата: Наука, 1978. 191 с.
27. Миловский А. В., Гетлинг Р. В., Зверев А. Т. и др. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 268 с.
28. Москалева С. В. Гипербазиты и их хромитоносность. Л.: Недра, 1974. 279 с.
29. Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И. Закономерности формирования хромитовых месторождений. М.: Наука, 1973. 199 с.
30. Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968. 178 с.

31. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—23.
32. Пейве А. В., Иванов С. Н., Нечехин В. М. и др. Тектоника Урала (объяснительная записка к тектонической карте Урала м-ба 1 : 1 000 000). М.: Наука, 1977. 119 с.
33. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
34. Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1977. 216 с.
35. Пучков В. Н., Иванов К. С. К стратиграфии раннедевонских отложений Сакмарской зоны.— В кн.: Ежегодник-1982 Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1983, с. 6—8.
36. Рудник Г. Б. Петрогенез ультраосновных пород Туралинского массива на Южном Урале.— В кн.: Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 1965, с. 68—100.
37. Семенов И. В., Коленко Л. И., Штенке А. А. РЗЭ в базальтах вулканогенных формаций Уральской эвгеосинклинали.— В кн.: Элементы-примеси в минералах и горных породах Урала. Свердловск, 1980, с. 36—64.
38. Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала.— В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 31—38.
39. Соболев С. Ф., Панеях П. А. Природа зеленосланцево-амфиболитовых ассоциаций экзоконтактовых зон Хабаровинского офиолитового массива.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 9, с. 53—68.
40. Фролова Т. И., Бурикова И. А. Геосинклиальный вулканизм. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1977. 264 с.
41. Херасков Н. П. Тектоника и формации.— В кн.: Херасков Н. П. Избр. труды. М.: Наука, 1967, с. 47—66.
42. Царщын Е. П. О вертикальной зональности в гипербазитах Кемпирсайского массива.— В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 186—195.
43. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм Урала.— В кн.: Труды II Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск, 1969, с. 49—54.
44. Эдмонд Д. М., Дамм К. Горячие источники на дне океана.— В мире науки, 1983, № 6, с. 46—60.
45. Ballard R. D., Moore I. G. Photographic atlas of the Mid-Atlantic ridge rift valley. N. Y., 1977. 114 p.
46. Breaking the 600-meter barrier.— Nature, 1982, v. 295, p. 549—550.
47. Ore formation the early ocean way.— Sci. News, 1980, v. 117, N 8, p. 118—119.
48. Pallister I. G., Hopson C. A. Semail ophiolite plutonic suite: Field relation, phase variation, cryptic variation and layering and model of a spreading ridge magma chamber.— J. Geophys. Res., 1981, v. 86, N 4, p. 2593—2644.
49. Thayer T. P. Gravity differentiation and magmatic re-emplacment of podiform chromite deposits.— Econ. Geol., 1969, N 4, p. 132—146.

В. Нарембски, А. Майерович

ОФИОЛИТЫ ОБРАМЛЕНИЯ ГЛЫБЫ СОВЫХ ГОР И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ИНИЦИАЛИТЫ ПОЛЬСКИХ СУДЕТ

До недавних пор тела ультраосновных и основных пород, распространенных главным образом внутри и в обрамлении глыбы Совых гор, рассматривали как фрагменты верхней мантии [62]. Однако последние более детальные исследования этих пород с позиций новой глобальной тектоники позволили предположить, что они представляют собой тектонически разобщенные фрагменты офиолитов [38, 48, 8]. Кроме того, учитывая значительный прогресс петрогенетической геохимии, особое внимание было уделено изучению серий метавулканитов, связанных как с офиолитами Нижней Силезии, так и с комплексом нижнепалеозойских инициалитов, с целью палеотектонических реконструкций.

Эта статья подготовлена В. Нарембски, который является автором большей части текста, за исключением раздела о наиболее важных офиолитовых комплексах Слежской группы, написанной А. Майеровичем.

Авторы хотели бы поблагодарить доктора Войцеховскую, доктора

Барановски, доктора Вайсприч и доктора Дзидзиковскую за обсуждение статьи и ценные советы и выразить глубокую признательность доктору Г. Закариадзе, С. М. Черногоровой, З. М. Гриневской и М. Коровкиной — опытным аналитикам главной химической лаборатории Института геохимии и аналитической химии (АН СССР, г. Москва) — за помощь в геохимических исследованиях. Особая благодарность — д-ру геол.-мин. наук Н. Л. Добрецову и канд. геол.-мин. наук Е. В. Склярову за перевод статьи на русский язык и окончательное редактирование.

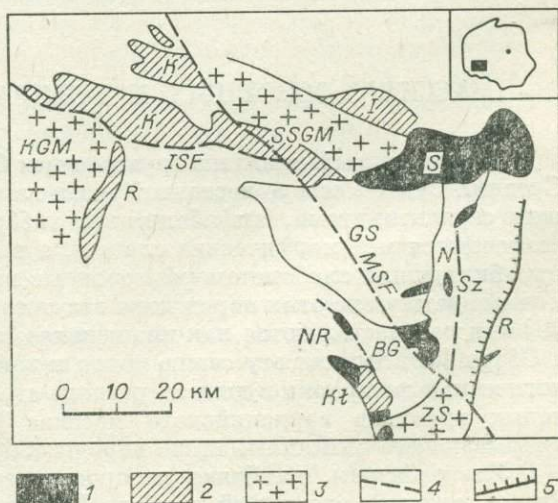
Глыба Сovieх гор представляет срединный массив, расположенный в Центрально-Европейской зоне варисцид, которые, в свою очередь, слагают две ветви: Судетскую субширотного простирания и Мораво-Силезианскую — субмеридионального простирания. Глыба по форме треугольная (рис. 1) и сложена преимущественно многократно деформированными гнейсами и мигматитами с подчиненным количеством других кристаллических пород. Немногочисленные радиологические датировки имеют достаточно широкий интервал: от 1340 ± 45 до 440 млн. лет [81]. Наличие пород, слагающих глыбу, в гальках и обломках верхнедевонских отложений прилегающей Свободзицкой депрессии ограничивает возраст поднятия глыбы Сovieх гор. Глыба ограничивается Краевым Судетским, Внутрисудетским разломами и разломной зоной Рамзова, параллельной меридиональной зоне дислокаций Немча.

Несколько небольших тел ультрамафитов ассоциируют с гранулитами, расположенными внутри гнейсов глыбы Сovieх гор. Они сильно отличаются от ультрамафитов в обрамлении глыбы и представлены шпинелевыми перидотитами, гранатовыми лерцолитами и вебстеритами [5, 6, 64]. По пироксеновой геотермометрии условия первичного фазового равновесия оцениваются в 1370 ± 20 К при давлении 2 ГПа для пироповых лерцолитов и 1270 ± 20 К при давлении около 1 ГПа для будинированных гранатовых вебстеритов, ассоциирующих с реститовыми гарцбургитами. Гранат кристаллизовался только в обедненной хромом зоне вебстеритов, в то время как в богатых хромом гарцбургитах единственным Al-содержащим минералом выступает шпинель. Гранатовые лерцолиты по своему химизму очень близки к неистощенной верхней мантии. Гранулиты глыбы Сovieх гор также содержат обломки ультрабазитов корового происхождения (пироболиты и корундсодержащие эклогиты), рееквилиброванные при гранулитовом метаморфизме (900 К, менее 1 ГПа). Мы считаем, что эти тела ультрабазитов представляют собой тектонически «выжатые» фрагменты верхней мантии. Существуют и другие генетические модели [41, 58].

Как уже отмечалось, проявления основных и ультраосновных пород наиболее распространены в северо-восточной, восточной и южной краевых

Рис. 1. Схематическая карта распределения тел базит-ультрабазитовых пород и серий метабазитов в польской части Судет.

1 — базит-ультрабазитовые тела (S — группа Слезской горы, Sz — массив Шклари, BG — массив Брамовице-Грохова, NR — массив Нова Руда, K1 — метаморфическая толща Клодско); 2 — инициалиты и зеленые сланцы (K — серии Качавских гор, R — толща Рудава Яновицке, I — Имбрамовицкая метаморфическая толща); 3 — варисцидские гранитоиды (KGM — Карконошский гранитный массив, SSGM — Стржегом-Соботкинский гранитный массив; ZS — Злотышток-Клодский гранитный массив); 4 — главные дислокационные структуры (MSF — Краевой Судетский разлом, ISF — Внутрисудетский разлом, N — зона дислокаций Немча); 5 — Рамзовский надвиг.



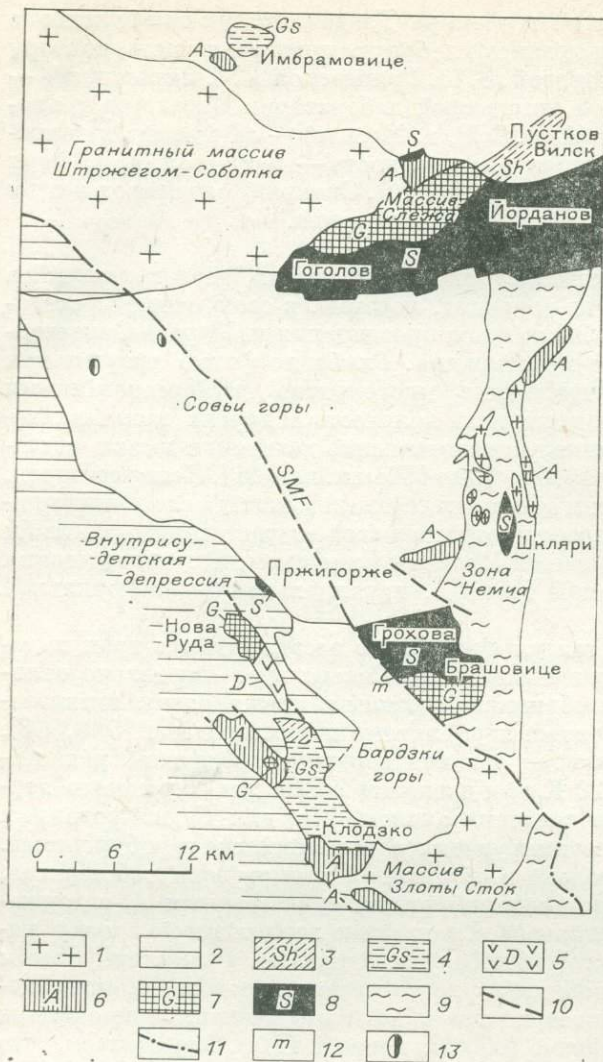


Рис. 2. Геологическая схематическая карта распределения офиолитовых пород в обрамлении глыбы Совьих гор.

1 — варисцийские гранитоиды; 2 — осадки и вулканиты Внутрисудетского трога; офиолиты и ассоциирующие с ними породы; 3 — сланцы; 4 — зеленые сланцы; 5 — диабазы; 6 — амфиболиты; 7 — габбро; 8 — серпентиниты; 9 — метаморфические породы зоны дислокаций Немча; 10 — разломы; 11 — границы комплексов; 12 — базит-ультрабазантовая брекчия Стобны; 13 — ультраосновные породы, ассоциирующие с гранулитами глыбы Совьих гор.

частях глыбы Совьих гор. Они представлены массивами гор Слежа Шкляри, Брашовице — Грохова, Нова Руда, а также Клодской метаморфической толщей и небольшими брекчированными телами в толще Бардских гор (рис. 2). Кроме того, некоторые тектонические контакты между геологическими толщами иногда маркируются небольшими штоками или блоками роговообманковых перидотитов [62].

Спилит-кератофировые серии инициалитов, часто рассматриваемые как варисцийские аналоги офиолитов, расположены на западе польской части

Судет в обрамлении Карконошского массива гранитоидов (см. рис. 1). Одна из них образует достаточно мощный зеленосланцевый комплекс в Качавских горах, а остальные входят в состав метаморфической толщи, с юга и юго-востока перекрывающей гранитную интрузию.

МАССИВЫ ОСНОВНЫХ И УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Офиолитовый комплекс группы горы Слежа расположен у подножия Средних Судет в северо-восточной части глыбы Совьих гор. Комплекс сложен серпентинитами, амфиболитами, габбро и гранитоидами. Севернее встречаются метаморфические сланцы, а в районе Пустков Вилковицки мы обнаружили слабометаморфизованные кремнистые сланцы и филлиты. Точные датировки этих пород пока отсутствуют. В работах [16—18, 35, 36, 69] они рассматриваются как нижнепалеозойские (кембрий-силурийские), а Оберк [51] относит эту серию пород к докембрию. Единственная радиологическая датировка в данном регионе сделана только для наиболее молодых гранитов варисцийского массива Штржегом-Соботка, отчетливо прорывающего описанные выше породы [36].

Ультрабазиты, наиболее распространенные породы в группе горы Слежа, слагают отдельный хребтик Гоголов-Иорданов. Обобщая данные

разных авторов [21, 33, 34, 66], можно выделить следующие разновидности ультрабазитов: диалагитовые перидотиты (верлиты), тремолит-содержащие дуниты, антигоритовые серпентиниты, хризотил-карбонатные серпентиниты и тальк-карбонатные сланцы (листвениты). Серпентинизация в этом массиве проявлена неравномерно. Сохранившиеся местами реликты первичных минералов и характерные серпентиновые псевдоморфозы по ним указывают на то, что здесь наряду с верлитами и дунитами присутствуют вебстериты и лерцолиты [38].

Пироксен-амфиболовые породы были обнаружены Немциновым [49] в коллекции керн, принадлежащей Гайевски [21]. Сквжинами была разбурена зона между серпентинитами и габбро. Эти породы встречены и на поверхности в глыбах в районе тропы Тападла. Они, как правило, более крупнозернистые, чем серпентиниты, и отличаются от последних структурно-текстурными особенностями. Более темные, почти черные разновидности сложены тремолитом с редкими реликтами ортопироксена и оливина в мелкопластинчатой хлоритовой основной массе. Более светлоокрашенные породы с зеленоватым оттенком имеют грубопластинчатую текстуру. Они сложены клинопироксеном и актинолитовой роговой обманкой, сцементированными мелкозернистым эпидот-хлоритовым агрегатом с варьирующими количествами кальцита. Светлоокрашенные жильные породы, встречающиеся в серпентинитах, представлены преимущественно аплитами, генетически связанными с варисцидскими гранитами. Только некоторые из них могут быть идентифицированы как альбититы или натровые аплиты, по своему составу сходные с плагиограитами — характерными дифференциатами офиолитовых комплексов.

Недавно один из авторов настоящей статьи обнаружил небольшое тело типичных родингитов, состоящих из гроссуляра, шериданита и везувиана и представляющих собой, вероятнее всего, метасоматически измененную и будинированную габброидную дайку [37]. Известны также тела нефритов и родингитов вблизи Йорданова [24, 33].

Габброидные породы, обнаруженные в коренных выходах и в обломках плейстоценовых отложений на склонах горы Слежа, характеризуются разнообразными структурами и варьирующими соотношениями слагающих их минералов. Наиболее распространены темно-зеленые грубозернистые породы, сложенные серым плагиоклазовым агрегатом (лабрадор, 50—54% Ан) и выделениями зеленого пироксена разных размеров. Местами текстура габбро гнейсовидная, обусловленная динамическими процессами. В некоторых зонах мы наблюдали отчетливые кумулятивные структуры. При изучении в шлифах отмечаются интенсивно проявленные уралитизация и сосюритизация. Диалагговый пироксен, который встречается только в реликтах, почти нацело замещен уралитовой роговой обманкой, обнаруживающей сложные прорастания с плагиоклазом и минералами группы эпидота. Последние иногда встречаются в виде крупных идиоморфных кристаллов, ядро у которых сложено эпидотом, а кайма — клиноцоизитом. Обогащение эпидотом наблюдается ближе к контакту с амфиболитами [34]. Амфиболиты представляют, скорее всего, метабазальты и частично метаморфизованные дайки (см. ниже).

Метаосадочные породы в коренных выходах обрамления Пустков Вилзковицки и глыбовых отложениях окрестностей Наславице представлены слабометаморфизованными глинистыми сланцами с прослоями алевритов и граувакков. В коренных выходах к западу от Пустков Вилзковицки встречаются метаморфизованные кремнистые сланцы, филлиты и графитистые филлиты [36, 38]. Радиолярии из этих сланцев были изучены Хайдукевичем и отнесены к подвиду *Spumella*. В районе Рогов Собоки сланцы локально обогащены силлиманитом, и в этих местах структура их роговиковая, что обусловлено воздействием интрузий варисцидских гранитоидов.

Имеющиеся данные позволяют отнести породы группы Слежской горы к типичным офиолитовым разрезам. На диаграмме Колмана CaO—Al₂O₃—MgO (рис. 3) среднее 47 анализов серпентинитов попадает в поле

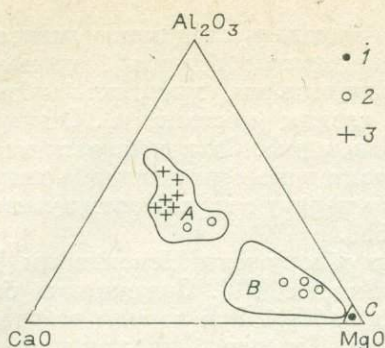


Рис. 3. Диаграмма Колмана CaO — Al₂O₃ — MgO для основных и ультраосновных пород слезской группы.

1 — средний состав метаморфических перидотитов; 2 — кумулятивные пироксен-амфиболовые породы; 3 — габбро; А, В, С — поля кумулятов основного, ультраосновного состава и метаморфические перидотиты.

метаморфических перидотитов. Таким образом, эти породы соответствуют самым нижним частям офиолитового комплекса. Только некоторые обогащенные кальцием и алюминием образцы, соответствующие первично верлитам, вебстеритам или лерцолитам, не попадают в поле метаморфических перидотитов. Это относится прежде всего к образцам из восточной и частично западной частей массива. Хромиты, слагающие небольшое месторождение вблизи с. Тападла, по составу и структурно-текстурным особенностям близки к таковым из метаморфических перидотитов. Обнаруженные в последнее время родингиты — другой характерный член офиолитового ряда — служат доказательством кальциевого метасоматоза, воздействующего на более кислые породы в ультрабазитах или на контакте с ними и проявленного в момент серпентинизации.

Маломощная зона пород с кумулятивными текстурами между серпентинитами и габбро может представлять собой самые нижние габброидные дифференциаты офиолитового комплекса или ультраосновные кумуляты, контактирующие с подстилающими метаморфическими перидотитами. По химическому составу они отвечают ультраосновным и частично основным кумулятам (см. рис. 3).

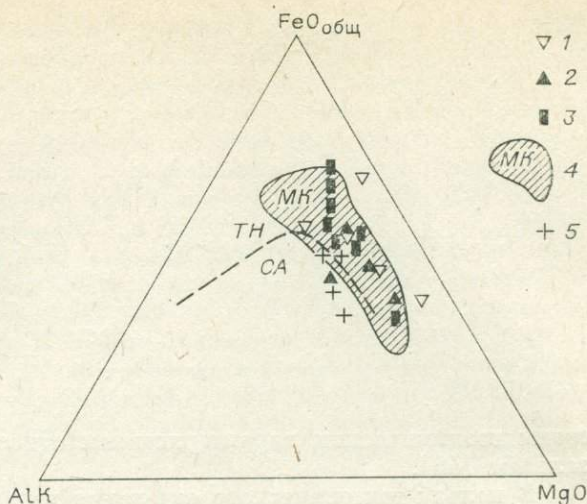
Выше лежащие габброиды при относительно постоянном петрографическом составе различаются по текстурно-структурным и минералогическим характеристикам и соотношениям мафических минералов и плагиоклаза. По химическому составу они соответствуют основным кумулятам (см. рис. 3). Следовательно, эти породы — третий и последний плутонический член офиолитового комплекса.

Амфиболиты, контактирующие с габбро, обладают разными структурными, минералогическими и химическими особенностями на разных участках, более всего различаются по форме выделений и составу плагиоклазов. Так, на склоне холма Выжица мы наблюдали все четыре упомянутые выше разновидности амфиболитов, по своим соотношениям сходные с типичным дайковым комплексом. У этих амфиболитов, особенно у порфировых разностей, обычно хорошо сохранившиеся первичные базальтовые структуры. Их контакты с габбро, обнажающиеся недалеко от Кунова, очень сложные, породы проникают друг в друга. Такие взаимоотношения интрузивных и эффузивных пород — характерная особенность дайкового комплекса офиолитовых ассоциаций.

Разнообразие химического состава амфиболитов иллюстрируется на нескольких диаграммах, используемых обычно для классификации офиолитовых вулканитов и основанных на соотношении главных (рис. 4, 5) и второстепенных (рис. 6, 7) элементов. Выборочные химические анализы и содержания элементов-примесей в породах всех типов офиолитов Слезской горы и зеленых сланцев прилегающей имбрамовицкой метаморфической толщи приведены в таблице. Как видно из предварительных данных, амфиболиты Слезской горы — это толеиты и по геохимическим характеристикам отвечают базальтам океанического дна (срединно-океанических хребтов), подтверждая океаническую или окраинно-морскую (за островной дугой) обстановку образования комплекса в целом, с генетическими особенностями, характерными для зон спрединга.

Рис. 4. Диаграмма AFM для метабазитовых серий, ассоциирующих с базит-ультрабазитовыми телами обрамления глыбы Совьих гор.

1 — зеленые сланцы Имбравовицкой толщи; 2 — диабазы массива Нова Руда; 3 — амфиболиты Слезжской горы; 4 — поле составов метабазитов Клодской метаморфической толщи; 5 — амфиболиты зоны Немча.



Рассматривая комплекс Слезжской горы в качестве офиолитов, мы должны отметить отсутствие слабометаморфизованных пиллоу-лав, слагающих наиболее верхнюю часть в классических офиолитовых ассоциациях. Это связано, вероятно, либо с тектоническим расчленением офиолитов в результате горизонтальных движений, либо с процессами денудации. Более того, следует подчеркнуть, что различные основные и ультраосновные породы, обнажающиеся в северной части покрова над прилегающим гранитным массивом (называемые имбравовицкой метаморфической толщей) и ассоциирующие с эпидотовыми амфиболитами и многочисленными зелеными сланцами, могут представлять как раз недостающую базальтоидную часть офиолитов. По химическому составу (см. таблицу, рис. 4—7) эти породы могут быть отнесены к толеитам срединно-океанических хребтов. Следовательно, как и амфиболиты Слезжской горы, они не могут рассматриваться как продолжение зеленых сланцев Качавских гор, которые по

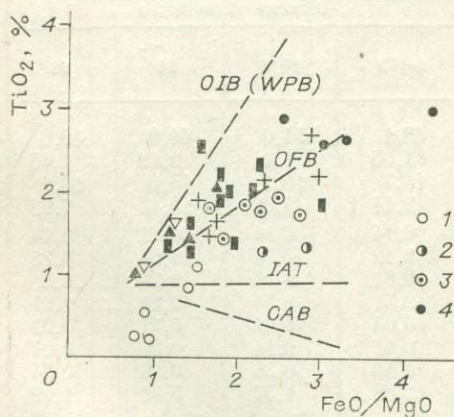


Рис. 5. Тренды вариаций для метабазитов, ассоциирующих с телами офиолитов обрамления глыбы Совьих гор на диаграмме Миаширо $TiO_2 - FeO_{общ}/MgO$. 1—3 — низкотитанистые (1), железистые (2) и высокотитанистые (3) амфиболиты Клодской метаморфической толщи; 4 — зеленые сланцы той же толщи. Ост. усл. обозн. см. на рис. 4. Пунктирные линии — вариационные тренды: OIB (WPB) — базальты океанических островов (внутриплитные базальты); OFB — базальты срединно-океанических хребтов; IAT — островодужные толеиты; CAB — известново-щелочные базальты.

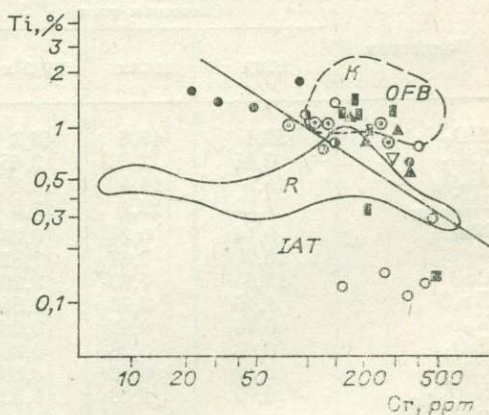


Рис. 6. Диаграмма Ti — Cг для метабазитов, ассоциирующих с офиолитами обрамления Совьих гор и метабазитов Качавских и Яновицких гор.

Черным квадратом обозначены габбро Клодской метаморфической толщи. К — метабазиты Качавских гор, R — толщ Рудаве Яновицке. Ост. усл. обозн. см. на рис. 5.

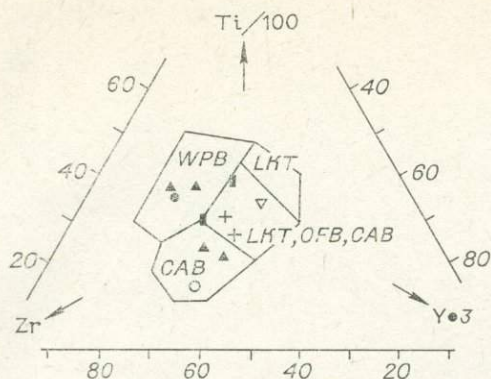


Рис. 7. Диаграмма Ti — Zr — Y для выборочных метабазитов, ассоциирующих с исследуемыми офиолитами.

своим геохимическим характеристикам относятся к внутриплитным базальтам [45].

В пользу тектонического отделения верхней части рассматриваемого офиолитового комплекса свидетельствует и непосредственный контакт кремнистых сланцев и песчаников Пустков Вилзковицки с серпентинитами недалеко от Наславице и с амфиболитами вблизи Слезской горы. Более того, по приближению к серпентинитовому массиву они становятся более деформированными. Линейные структуры и оси складок северо-восточного — юго-западного простирания в этой толще конформны с линией контакта, интенсивно деформированной более молодыми складками. Оси этих молодых складок ориентированы перпендикулярно предыдущим, т. е. в северо-западном — юго-восточном направлении.

По минеральному составу и структурным особенностям амфиболиты и габбро Слезской горы, по крайней мере частично, соответствуют породам, подвергшимся метаморфическим изменениям в результате «промывки» морской водой в горячих зонах спрединга. Гидротермальные изменения габброидов имели место в условиях низкотемпературной субфации амфиболитовой фации. Полное описание этого процесса требует дальнейшего

Химические анализы габброидов, диабазов, метабазитов и амфиболитов

Компонент	Слезская гора			Массив Нова Руда			
	1/304	11/21x	IV/21x	1-160	86/2	91	98
SiO ₂	50,1	45,8	48,3	48,1	51,0	44,0	49,0
TiO ₂	0,44	2,63	2,65	1,05	1,44	2,43	1,05
Al ₂ O ₃	14,9	14,4	14,8	16,7	16,5	15,0	13,9
FeO _{общ}	7,29	12,1	12,5	8,14	9,08	12,4	7,68
MnO	0,14	0,34	0,26	0,14	0,14	0,21	0,14
MgO	10,7	7,97	7,82	9,12	6,34	6,94	9,73
CaO	13,0	7,73	9,26	9,81	9,31	9,24	13,3
Na ₂ O	1,49	2,76	2,34	2,51	3,54	2,29	1,91
K ₂ O	0,16	0,12	0,08	0,04	0,61	0,71	0,02
P ₂ O ₅	0,03	0,28	0,25	0,11	0,14	0,21	0,07
CO ₂	0,30	0,42	0,30	0,50	0,35	0,23	0,34
H ₂ O _{общ}	0,99	1,08	1,33	2,81	1,47	5,81	1,99
Zr	17	230	140	64	170	270	36
Y	14	45	35	25	44	56	26
Yb	13	4,8	4,5	2,3	4,4	6,8	2,6
Sc	54	45	48	65	45	52	80
Sr	184	126	117	102	363	114	206
Ba		Менее 7		9	59	13	7
Cr	800	185	180	290	220	180	370
Ni	94	50	58	116	53	55	76
Co	24	33	35	22	28	28	24
Cu	11	13	23	91	61	16	28

Примечание. 30 — габбро, 11/21x, IV/21x, 50, 50/1, 136 — амфиболиты; 1—160, 77 — зеленые зернистый—106; СГ — среднезернистое габбро, ОГ — оливиновое габбро, Т — троктолиты, ДГ — приведено количество анализов. Пороодообразующие элементы (вес.%) определены Н. Коровкиной, определения Х. Сягло.

изучения, в частности, определения вариаций O^{18} от верхней части амфиболитов до нижних частей габбро. Свежий облик дифференцированных габброидов массива Нова Руда, расположенного в противоположной части глыбы Совьих гор, можно объяснить в рамках предлагаемой модели, если допустить, что первичная позиция этих габбро соответствовала более глубоким горизонтам зоны спрединга, куда морская вода не проникала. Однако нельзя полностью исключить предположение, что габбро-диабазовый массив Нова Руда мог образоваться в другой геологической обстановке, а именно в зоне трансформного разлома, что будет рассмотрено ниже.

Зона дислокаций Немча, состоящая из разнообразных метаморфических и милонитовых серий пород, представляет восточное ограничение глыб Совьих гор (см. рис. 2). Наиболее молодые метаосадки этой зоны относятся к визе — нижнему намыру [15], в то время как в сериях кварцитов, слюдяных сланцев и углеродистых кварцитосланцев были обнаружены широко распространенные здесь остатки акритархий, указывающих на их, вероятно, вендский — нижнекембрийский возраст [23]. Эти метаморфические породы включают вытянутый в меридиональном направлении серпентинитовый массив Шкляры и несколько небольших тел варисцидских гранитоидов; эти толщи контактируют с более крупным габбро-серпентинитовым массивом Брашовице — Грохова (см. рис. 2). Мезоструктурные исследования показали, что метаморфическая эволюция зоны была продолжительной и в основном низкобарической по характеру. Более древний промежуточный по давлению метаморфизм (кианитовый тип) сменялся низкобарическим метаморфизмом (кордиеритовый тип), который предшествовал внедрению гранитоидов [15].

Амфиболиты северо-восточной части зоны по составу колеблются от недосыщенных кремнеземом базальтоидов до меланократовых дацитов и указывают на толеитовый тренд дифференциации, сходный с трендом для базальтов срединно-океанических хребтов (см. рис. 6, 5). То же самое относится к глиноземистым гранатовым амфиболитам района Пржедборова. Для метабазальтов зоны Немча очень характерно переменное и в общем довольно высокое содержание титана, типичное для базальтоидов в зонах

из офиолитов Польских Судет (окислы — %, элементы — г/т)

Метаморфическая толща Клодско						Средние составы габбро			
106	30	50	50/1	136	77	СГ	ОГ(30)	Т(17)	ДГ(1)
48,6	49,2	49,2	46,0	45,8	46,6	59,7	Не опр.		49,8
1,62	0,35	0,21	1,23	1,76	3,29	0,36	0,41	0,06	0,45
15,5	16,7	14,1	12,5	14,0	13,4	18,8	Не опр.		16,9
9,95	5,06	10,2	18,5	14,2	13,7	4,67	5,59	4,13	5,55
0,17	0,10	0,17	0,27	0,24	0,21	0,10	Не опр.		0,15
8,44	10,0	8,07	6,05	6,04	6,89	7,00	9,96	11,5	6,30
10,9	12,0	13,1	11,5	11,7	7,56	13,8	13,8	11,7	11,2
1,91	1,55	2,34	2,18	2,73	2,66	2,67	Не опр.		2,96
0,41	0,83	0,44	0,08	0,78	0,07	0,11	»		0,23
0,16	0,05	0,01	0,02	0,01	0,32	0,03	»		0,02
0,34	0,95	Не опр.			0,80	0,60	»		1,30
1,86	1,81	1,72	0,94	1,66	3,45	0,48	»		4,39
40	23	Не опр.		130	270	15	»		Не опр.
42	16	»		25	33	14	»		»
4,2	1,3	»		2,4	3,2	1,3	»		»
62	80	»		47	38	80	»		»
216	321	»		130	270	319	90	125	»
55	802	»		165	29		Не опр.		»
310	480	440	122	72	72	480	635	297	330
97	31	Не опр.		83	50	31	184	325	85
40	14	248	45	48	45	11	70	56	31
22	58	18	Не опр.		136	229	Не опр.		

сланцы, диабазы: среднезернистый — 86/2, тонкозернистый — 91, грубозернистый — 98, среднедиабазовые габбро, СГ — Брашовице — Грохова, ОГ и Т — Нова Руда, ДГ — Стобна. В скобках Zr, Y, Yb, Sc — З. М. Гриневской, остальные элементы — С. М. Черногоровой. Обр. 50 и 50/1 —

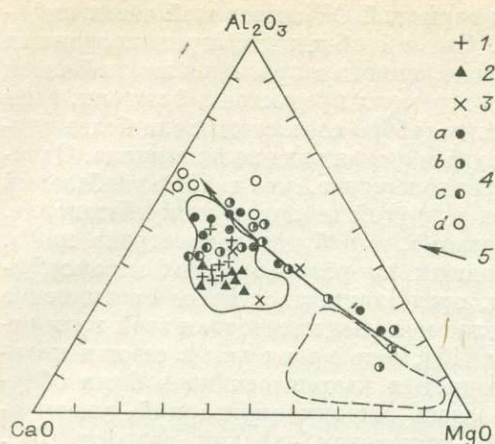


Рис. 8. Диаграмма Колмана для габброидов обрамления глыбы Сovieх гор.

1 — Слежская гора; 2 — массив Брашовице — Грохова; 3 — метаморфическая толща Клодско; 4 — массив Нова Руда (a — оливниновые габбро; b — троктолиты, c — диалагговые габбро; d — анортиты); 5 — вариационный тренд кумулятивных серий в массиве Нова Руда.

спрединга, которые сильно нарушены трансформными разломами [25].

Серпентинитовый массив Шкляры представляет собой в меридиональном направлении лакколитоподобное серпентинитовое тело с боковыми апофизами, перекрывающееся покровом гнейсов и милонитов [50]. Ультраосновные породы в различной степени серпентинизированы, структуры их соответствуют структурам тектонизированных перидотитов. Контакты ультрабазитов и перекрывающих их пород очень сложные и неправильные, что может указывать на их внедрение в твердом состоянии. Серпентиниты, как и перекрывающие их породы, прорываются различными по мощности жилами аплитов и лампрофиров. Все породы массива сильно изменены у поверхности, и кора выветривания обогащена вторичными никелевыми минералами, что может представлять некоторый промышленный интерес. Кроме того, здесь встречается драгоценный камень хризопраз.

Химический состав ультрабазитов массива Шкляры в основном соответствует реститовым гарцбургитам и частично неистощенным лерцолитам. То же самое относится к небольшим проявлениям ультрабазитов к востоку от Пржедборова. Пироксениты и меланонориты встречаются лишь изредка. Детальные геохимические исследования этих пород пока не проведены.

Габбро-серпентинитовый массив Брашовице — Грохова расположен в восточной части южного угла глыбы Сovieх гор и отделен от нее нормальным разломом. Юго-западный контакт этого массива с толщей Бардзских гор также тектонический и проходит вдоль Краевого Судетского разлома (см. рис. 2). С другой стороны восточный контакт массива перекрыт гнейсово-сланцевой серией зоны Немча. Судя по гравиметрическим данным, под этой серией массив соединяется с массивом Шкляры и более мелкими телами серпентинитов, габбро и амфиболитов района Пржедборова — Звроцона [28]. Ультрабазиты, слагающие северную часть этого массива, изменены в различной степени, варьируя от почти свежих или слабо серпентинизированных перидотитов до серпентинитов и оталькованных серпентинитов [32]. С этими породами связаны некоторые месторождения магнезита [22]. По химическому составу серпентиниты соответствуют реститовым гарцбургитам.

Южная часть массива Брашовице — Грохова сложена сильно дифференцированными габброидами с различающимися структурами, текстурами и степенью вторичных изменений (уралитизации, сосюритизации). Контакты между базитами и ультрабазитами тектонические, хотя редкие апофизы габброидов в ультрабазитах указывают на более древний возраст последних. Аналитические данные по габброидам неrepresentативны и недостаточны для петрогенетических построений. Один анализ среднезернистых габбро Брашовице приведен в таблице. В целом эти габброиды очень схожи с габброидами Слежской горы и несколько отличаются от габброидов дифференцированного массива Нова Руда и метаморфической

толщи Клодско (см. таблицу; рис. 8). Более детально это будет обсуждено ниже.

Базит-ультрабазитовая брекчия Стобна (толща Бардзских гор) представляет собой небольшое тело, расположенное в долине руч. Стобна в самой восточной части толщи Бардзских гор. Последняя отделена от массива Брашовице — Грохова Краевым Судетским разломом. Тело состоит из двух литологических единиц: блока массивных диалагговых габбро (до 40 м мощностью) и преимущественно хризотиловой серпентинитовой брекчии (до 25 м мощностью). В последней мы смогли выделить верхнюю часть, сложенную более крупными глыбами и небольшим количеством мелкозернистого матрикса, и нижнюю, сложенную серпентинитами (в основном лизардитовыми), среди которых мы обнаружили обломки почти всех пород офиолитовой ассоциации, в том числе пироксениты и ридингитизированные базиты. По геохимическим особенностям серпентиниты относятся к истощенным ультрабазитам (метаморфические перидотиты), в то время как габброидные породы соответствуют основным кумулятам. По мнению Вайсприча [72], эта брекчия, перекрываемая осадочными породами олистостромового комплекса Жданов Бардзской толщи, тоже может быть включена в олистостромовую серию. Он также предполагает, что весь близлежащий массив Брашовице-Грохова является аллохтоном. Ямрожек [27] считает эту брекчию не осадочной, а тектонической, образовавшейся позднее, во время поднятия восточного блока по Краевому Судетскому разлому. Однако в пользу олистостромовой модели свидетельствуют некоторые структурно-осадочные особенности этих толщ. Анализы габбро представлены в таблице.

Массив Нова Руда. Крупный габбро-диабазовый блок Нова Руда и мелкие габбро-серпентинитовые тела Пржигуже, так же как и небольшие проявления габбро (Соколец) и диабазов (Голец), представляют, вероятно, фрагменты более крупного серпентинит-габбро-диабазового тела. Оно перекрыто вулканогенно-осадочной толщей Внутрисудетской депрессии (см. рис. 2) и погружается под толщу Бардзских гор. Вероятно, оно связано с комплексом метабазитов метаморфической толщи Клодско.

Границы между серпентинитами, габбро и диабазами имеют тектонический характер и конформны контакту глыбы Совьих гор. Серпентиниты Пржигуже, содержащие реликты пироксена и оливина, ассоциируют с лиственитами.

Блок Нова Руда сложен габброидными кумулятами (северная часть) и дифференцированной диабазовой серией (южная часть), разделенных узкой зоной габбро-диабазовых катакластитов. Кроме того, в наиболее южной части недавно были обнаружены подушечные разновидности диабазов [28].

Полосчатый комплекс, изученный детально с помощью скважин, сложен несколькими аккумуляционно-дифференцированными ритмами, представленными обычно такой последовательностью пород: перидотиты — троктолиты — оливиновые габбро; троктолиты — оливиновые габбро — диалагговые габбро — анортитовые габбро и наиболее обычные: оливиновые габбро — диалагговые габбро — анортозитовые габбро — анортозиты. Мощность этих породных ассоциаций варьирует от 2 до 40 м (обычно 10—20 м), причем преобладают основные породы [28]. Все габброидные породы слабо изменены вторичными процессами в отличие от габброидов Слежа и Брашовице, но характеризуются деформационной линейностью и изредка гнейсовидными текстурами. Геохимическая дифференциация габброидов полосчатого комплекса Нова Руда хорошо иллюстрируется неполными химическими анализами, взятыми из [41] и представленными в таблице и на рис. 8, где их тренд дифференциации показан стрелкой.

Диабазовый комплекс Нова Руда сложен более-менее измененными лабрадорит-авгитовыми породами с офитовой структурой, в которых степень раскристаллизации уменьшается по направлению к южному контакту массива, где встречаются афанитовые подушечные диабазы. Обломки габброидов и диабазов массива Нова Руда обнаружены в известняках

верхнего девона метаморфической толщи Клодско, на что указывает верхний предел возраста поднятия этого офиолитового члена, как и верхний предел возраста метабазитов самой метаморфической толщи.

Метаморфическая толща Клодско имеет тектонические контакты со всеми окружающими формациями, за исключением гранитоидного массива Злоты Сток — Клодско (см. рис. 2). Как следует из детальных исследований Войцеховской [78], эта толща состоит из двух главных литологических комплексов. Нижний — осадочно-туфогенный — сложен преимущественно разнообразными алевритопесчанистыми флишеидными осадками. В его верхней части появляются известково-мергелистые отложения. На основании остатков кораллов эти известняки отнесены к верхнему силуру (лудлов). Согласно данным Войцеховской, осадочные толщи перекрываются пирокластически-эффузивным комплексом, мощность которого составляет более 1000 м. Комплекс представлен хлоритовыми, эпидот-хлоритовыми и эпидот-рогообманковыми сланцами и амфиболитами, которые местами переслаиваются с кристаллическими, иногда доломитовыми известняками, не содержащими фауны. Среди прослоев осадочного происхождения встречаются метатуфитовые риолитовые сланцы мощностью до 5 м. Весь комплекс перекрывается эффузивным комплексом до нескольких сотен метров мощностью, сложенным преимущественно массивными метадиабазами с подчиненным количеством неравномерно распространённых метариолитов. По направлению к северо-западу и югу он сменяется изменёнными габброидами, представленными в настоящее время амфиболитами и габбро-амфиболитами. Эти разнообразные метабазитовые породы играют преобладающую роль в метаморфической толще Клодско.

Кроме того, в долине р. Сцинавка местами встречаются милониты и бластомилонитовые гнейсы (Гологловы), диафоритовые амфиболиты (Пишковице) и гранитоиды (Гожухов — Сцинавка), окруженные зоной фельдшпатизированных пород [31]. В основном минеральные ассоциации рассматриваемых метабазитов соответствуют фации зеленых сланцев, но мы наблюдали повышение степени метаморфизма по направлению к югу и юго-западу, где появляются парагенезисы, характерные для альмандин-амфиболитовой фации. Амфиболиты западной части толщи довольно разнообразны по степени раскристаллизованности, минеральному составу и структурам, что подтверждается и различиями их химического состава (см. таблицу). Они часто содержат реликты магматических пород. Взаимоотношения метабазитов весьма сложны, но геологические наблюдения указывают на то, что метагабброиды моложе, чем метавулканиды, так как первые встречаются иногда в виде даек и ламколитоподобных силлов в вулканитах (Войцеховская, устное сообщение).

Геологические данные позволяют считать метаморфизм и деформации доверхнедевонскими, так как неметаморфизованные отложения верхнего фамена толщи Бардзских гор, содержащие обломки пород основания, трансгрессивно перекрывают метавулканиды восточного края метаморфической толщи Клодско. Предполагается, что гранитные интрузии, прорывающие западную часть толщи, связаны как раз с верхнедевонским воздыманием всей этой части, которая в последующем была раздроблена на более мелкие блоки дизъюнктивной тектоникой.

Химические анализы рассматриваемых габброидов приведены в таблице, включающей также предварительные геохимические данные. Характер химизма и тренды дифференциации сравниваются с помощью диаграммы Колмана $\text{CaO} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}$ (см. рис. 8). Все данные указывают на то, что габброиды Слезских гор, массива Брашовице — Грохова и метаморфической толщи Клодско близки между собой и попадают в поле габброидных кумулятов, в то время как сильно фракционированные габброиды массива Нова Руда варьируют от высокомагнезиальных троктолитов и оливиновых разностей до обогащенных кальцием и алюминием анортозитов.

Общий анализ геохимических данных показывает, что в габброидах низки содержаниями некогерентных элементов — Y, Zr, P, Ti и Ba (только в габброидах Клодско более высокие содержания Ba), что можно объяснить их преимущественно кумулятивной природой [14, 60]. Разнообразие содержаний и отношений элементов группы железа (V, Cr, Co, Ni) и слабые вариации отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ позволяют предполагать, что фракционирование феррических минералов играло существенную роль в этих процессах. В последнее время повышенное внимание уделяется различиям содержаний титана в габброидах офиолитовых ассоциаций, обусловленных тектонической обстановкой образования офиолитов [61]. Наши данные указывают на то, что в габброидах и метагабброидах метаморфической толщи Клодско и, в меньшей степени, массива Нова Руда более высокие содержания Ti и значения $\text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$, чем в габброидах Слезской горы и массива Брашовице — Грохова. Это различие подтверждается возможной петрогенетической связью диабазов Нова Руда и метабазитов метаморфической толщи Клодско.

Измененные вулканические и гипабиссальные серии пород встречаются в массиве Нова Руда (диабазы, зеленые сланцы), метаморфической толще Клодско (зеленые сланцы, частично амфиболиты), зоне Немча (амфиболиты), группе Слезской горы (метадиабазовые амфиболиты) и метаморфической толще Имбрамовице (зеленые сланцы, амфиболиты). Метавулканические толщи последней, слагающие метаморфический покров над прилегающим гранитным массивом Стрижегом — Сobotка (см. рис. 2), возможно, родственны вулканитам группы Слезской горы.

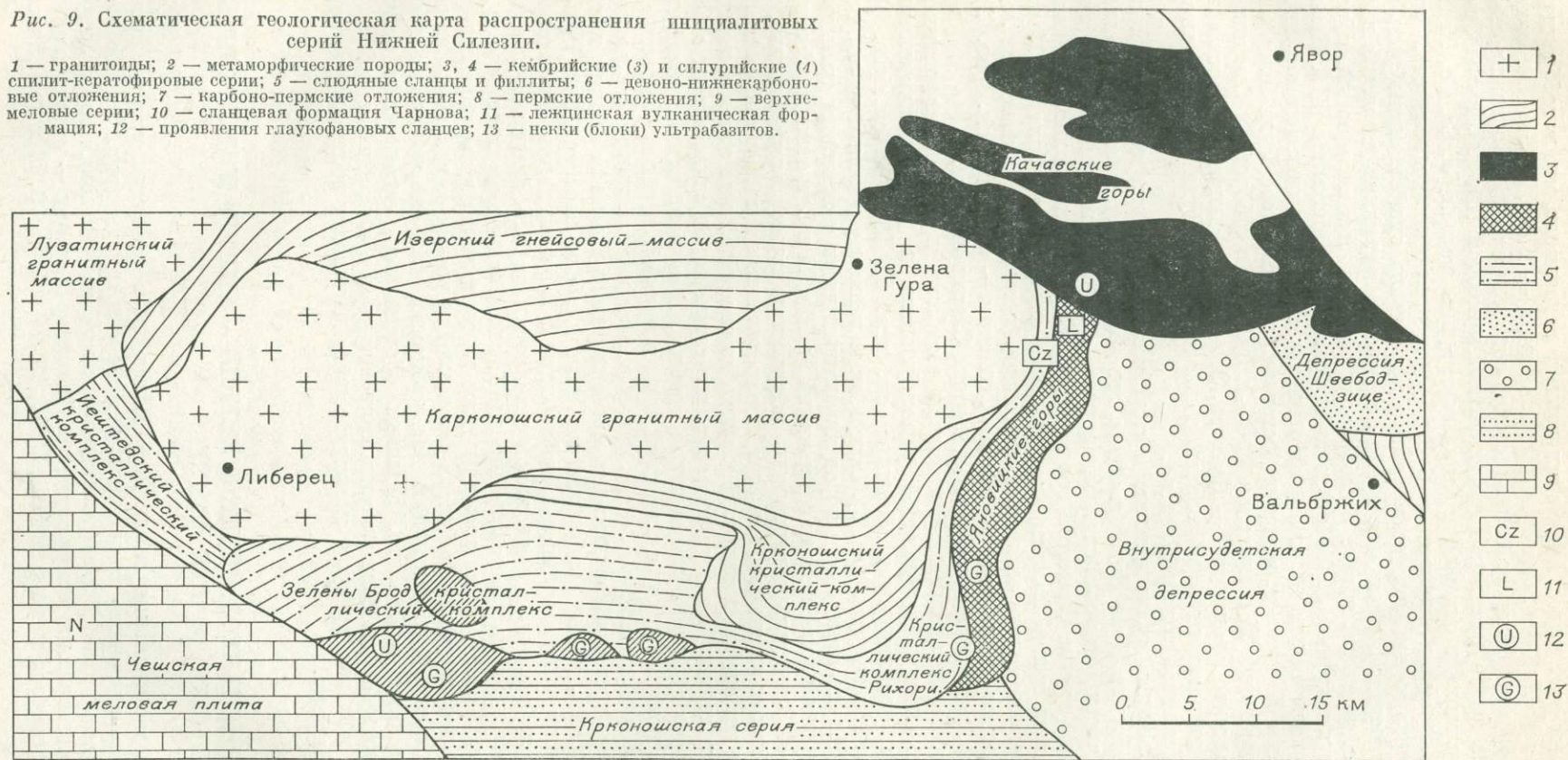
Химические анализы представлены в таблице и интерпретированы с использованием общепринятой классификации и дискриминационных диаграмм, предложенных Миширо (см. рис. 5), Пирсом (см. рис. 6), Пирсом и Канном (см. рис. 7). Полученные данные указывают на то, что все рассматриваемые серии пород характеризуются толеитовым трендом, значительными колебаниями содержаний Fe, Mg, Ti и Cr и отношений этих элементов. Значительно варьируют содержания таких малоподвижных и некогерентных элементов, как Zr и Y, определенных только в выборочных образцах исследуемых серий. Как видно из распределения точек составов на перечисленных выше диаграммах, все серии пород сопоставимы с базальтоидами срединно-океанических хребтов. В особенности это относится к амфиболитам группы Слезской горы и некоторым образцам зеленых сланцев Имбрамовице, т. е. к тем породам, которые ассоциируют с наиболее крупными и наиболее полно представленными в данном регионе телами офиолитов. Более дифференцированные диабазы массива Нова Руда, так же как и высокотитанистые амфиболиты и зеленые сланцы метаморфической толщи Клодско, несколько отклоняются от поля срединно-океанических базальтов на диаграмме Пирса и Канны. Согласно последним исследованиям [25, 30], такие сложные типы распределения и высокие содержания малоподвижных элементов указывают на сложную палеотектоническую обстановку, характерную для рифтовых зон, сильно измененных трансформными разломами. В таких обстановках формируются более фракционированные базальтоиды, сопровождаемые интрузиями габброидов, что как раз присуще магматическому комплексу метаморфической толщи Клодско.

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ (КЕМБРИЙ — СИЛУР) ИНИЦИАЛИТЫ ПОЛЬСКОЙ ЧАСТИ СУДЕТ

Две инициальные спилит-кератофировые ассоциации расположены вокруг вариссийского гранитного массива Карконоше (рис. 9). Обе эти серии — кембрийский зеленосланцевый комплекс Качавских гор и силурийские метавулканические серии хр. Яновицке-Лясочки — детально описаны в многочисленных работах [29, 42, 43, 44, 45, 69, 70, 71 и др.]. Здесь

Рис. 9. Схематическая геологическая карта распространения пинциалитовых серий Нижней Силезии.

1 — гранитоиды; 2 — метаморфические породы; 3, 4 — кембрийские (3) и силурийские (4) спилит-кератофировые серии; 5 — слюдяные сланцы и филлиты; 6 — девонско-нижнекарбоновые отложения; 7 — карбон-пермские отложения; 8 — пермские отложения; 9 — верхне-меловые серии; 10 — сланцевая формация Чарнова; 11 — лежцинская вулканическая формация; 12 — проявления глаукофановых сланцев; 13 — невки (блоки) ультрабазитов.



же мы приводим только наиболее важные данные, прежде всего такие, которые позволяют сделать вероятную реконструкцию тектонической эволюции всего региона, тесно связанной с образованием и тектоническим расчленением офиолитов.

Раннепалеозойские серии инициалитов — наиболее важный литологический элемент Качавских гор, встречается во всех тектонических единицах этого хребта, обнаруживающих покровную структуру. Метавулканиды встречаются в виде как самостоятельных комплексов (кембрийская зеленосланцевая формация, до 2000 м мощностью), так и более мелких тел среди ордовикских и силурийских осадочных толщ. В кембрийской вулканической формации наиболее широкое распространение получили рассланцованные зеленые сланцы — по туфам и туффитам основного состава.

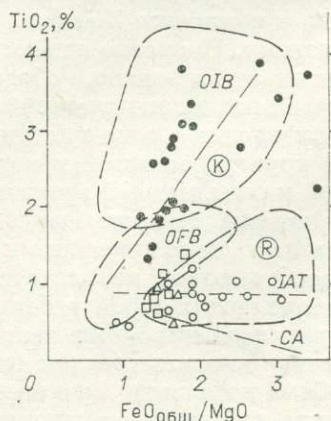
Лавы основного состава представлены массивными зеленокаменными породами и метаморфизованными пиллоу-лавами, распространенными во всех тектонических единицах Качавских гор. Детальное изучение этих лав [42] позволяет проследить эволюцию подводного вулканизма в данном регионе. Предполагается, что авгитсодержащие лавы нормального базальтового состава представляют собой продукты первой стадии рифтинга, в то время как все спилитовые разновидности формировались во вторую стадию внутриплитного подводного магматизма, возможно, при щелочно-летучей диффузионной дифференциации в коровых питающих трещинах. Кислые вулканиды (К-кератофиры) менее распространены и связаны, скорее всего, со спилитовой стадией магматической эволюции этой серии. Они представлены измененными туффитами и лавами, местами с подушечными текстурами.

Предварительные данные указывают на то, что основные и кислые вулканиды являются продуктами почти одновременной подводной вулканической деятельности. Кроме того, недавние геолого-фациальные исследования [7] показали, что известняки Войцижов (содержащие среднекембрийскую фауну *Cambrotrypa Sudetica*), которые, как считалось ранее, подстилают зеленосланцевую серию, встречаются внутри последней в виде пластовых изолированных тел. Предполагается, что это — продукт хемогенного карбонатного отложения, обусловленного подводной вулканической активностью в относительно мелководных условиях, но в приподнятых зонах на достаточном удалении от побережья. Это предположение, выдвинутое при седиментологическом и фациальном изучении, хорошо согласуется с геохимическими данными, позволяющими считать вулканиды основного состава Качавских гор внутриплитными базальтами (рис. 10). Полученные данные противоречат некоторым современным моделям (см., например, [8]) и указывают на то, что кембрийский подводный внутриплитный рифтинг не приводил к океанизации, по крайней мере в этой части Лужиито-Судетской зоны.

Следует также отметить, что бимодальный характер вулканизма хорошо согласуется с последними экспериментальными данными, касающимися образования основных и кислых расплавов из единой магмы при различ-

Рис. 10. Вариационные тренды инициалитовых вулканических серий в окрестностях Карконоша на диаграмме Миаширо $TiO_2 - FeO_{общ}/MgO$.

Незалитые контуры — яновичская серия; черные кружки — толща Качавских гор.



ном содержании летучих компонентов и изменении *PT*-условий, которые зависят от особенностей обстановки формирования таких тектонически мобильных зон. Подобная интерпретация была предложена, в частности, Пирсом и соавторами [55] для базальт-риолитовой серии оманского офиолитового комплекса, где кислые вулканические центры встречаются только в морских поднятиях, в то время как основные вулканы изливались в зонах между поднятиями, трассирующих приразломные депрессии.

Спилит-кератофировая серия хр. Яновицке-Лясоцки слагает значительную часть восточного сегмента метаморфического чехла над кристаллическим (преимущественно гранитным) массивом Карконоше (см. рис. 9), соответствуя серии Железны Брод в ЧССР [69]. Она образована разнообразными породами, не содержащими палеонтологически датируемых осадочных отложений. Тейсере отнес этот комплекс к нижнему палеозою (в основном к силуру) по аналогии с вышеупомянутой слабометаморфизованной серией Железны Брод, где имеются венлок-лудловские датировки для известняков.

Весь вулканогенно-осадочный комплекс, называемый группой Яновицке, перекрывает гнейсовую серию Ковари, которая очень маломощна в северной части чехла и довольно мощна в Южном сегменте. Группа Яновицке подразделяется на две формации: нижняя — сланцевая формация Чарнов — содержит измененные продукты самой ранней стадии вулканической активности в этой зоне, представленные в настоящее время амфиболитами и лептинитами, которые сопровождаются (по направлению от кровли к подошве) кварцитами, слюдяными сланцами, карбонатными отложениями и снова метапелитовыми породами. Для большинства этих метавулканитов характерны геохимические и структурные особенности метапирокластов с примесью карбонатного осадочного материала [44, 71]. Верхняя — вулканическая формация Лещинца — представляет собой типичную спилит-кератофировую ассоциацию [43, 46, 68], сложенную самыми разнообразными вулканитами. По составу они варьируют от меланократовых цоизитовых амфиболитов (метагаббро?) до натровых кварцевых кератофиров. Их характеристики вполне соответствуют субвулканическим гипабиссальным аналогам трондjemитового облика. Они традиционно называются гнейсами Пачин. Наиболее обычны основные породы отчетливо спилитового типа, представленные метадиабазами, альбитовыми и эпидот-альбитовыми амфиболитами, метабазальтами, зелеными сланцами и т. д. Пиллоу-лавы в составе серии не были обнаружены. В центральной части хребта, вблизи Войцешовице, обнаружены пирит-содержащие сланцы, сходные со сланцами типа Лан-Дилл.

Геохимические исследования показали, что большинство метабазитовых вулкаников рассматриваемых серий инициалитов соответствуют островодужным толеитам (см. рис. 6, 10) [45]. Этот вывод подтверждается и локальными находками глаукофановых сланцев вдоль юго-восточного и южного края метаморфического чехла карконошских гранитов [12, 76]. Отчетливое преобладание метапирокластов над метаэффузивами в магматическом комплексе Железны Брод [49] также присуще островодужному магматизму. Натровые гнейсы (кератофиры) Пачин и небольшие тела плагиогранитов, вероятно, образовались при внедрении анатектических выплавов под вулканической дугой, обусловленных процессами частичного плавления в зоне субдукции. Дальнейшее развитие этих процессов в более крупных масштабах могло привести к генерации больших объемов кислой магмы, давшей граниты Карконоше.

Сложные тектонические процессы на этой дивергентной границе плит могли также приводить к внедрению небольших некков (или блоков?) роговообманковых перидотитов (холм Попель вблизи Яновице Вельке), представляющих собой небольшие фрагменты истощенной мантии. Эти тела расположены в зоне непосредственного контакта гранитного массива с метаморфическим чехлом очень близко от Внутрисудетского разлома. Подобные небольшие проявления ультрабазитов внутри метаморфического чехла гранитного интрузива отмечались в комплексе Железны Брод

[19] и вблизи других тектонических контактов или их пересечений в Судетах, а именно вблизи надвига Рамзова в Польше и прилегающих частях Чехословакии [75]. На польской территории эти тела представлены роговообманковыми перидотитами, горблендитами и серпентинитами района Белице [4], актинолит-серпентинитовыми породами в Лутыня [62] и штоками серпентинитов в метаморфическом комплексе Снежника Клодски [65]. В основном это типичные представители верхнемантийного материала диапирового происхождения, их нельзя считать членами офиолитового ряда.

Раннепалеозойские (кембрий-силурийские) инициалиты польской части западного сегмента Судет, встречающиеся в самой восточной области Саксотюринго-Луизицианской зоны, отличаются от подобных, но более молодых (девонских) серий центральной части этой зоны по некоторым геохимическим особенностям и тектонической обстановке. Кроме внутриплитных базальтов мы имеем здесь также серии островодужных толеитов. Хорошо видно, что они во многих отношениях сходны также с раннепалеозойскими сериями самой западной части Саксотюрингикума (Центральный Французский и Армориканский массивы, Иберийская дуга), где кембро-ордовикские подводные инициалиты (480 млн. лет) также соответствуют сериям внутриплитных базальтов, связанных, возможно, с инициальным рифтингом и утонением континентальной коры, в то время как силурийские серии (415 млн. лет) предположительно связаны с последующей стадией сжатия, сопровождаемой субдукционными явлениями [57]. Весьма сходны также петрогенетические и динамические аспекты их происхождения — прежде всего это касается раннепалеозойской океанизации.

Бард и соавторы [8] предположили для кембрийской эпохи существование двух океанических зон в Западной Европе, отделяющих Мезоевропейский континент от Северо- и Южно-Европейского. За этой стадией следовала внутриокеаническая субдукция между Мезо- и Южно-Европейскими континентами (ордовик — нижний силур, 500—420 млн. лет), закончившаяся столкновением и обдукцией сформированной таким образом островной дуги. Она сопровождалась метаморфизмом высоких давлений (верхний силур — нижний девон, 420—380 млн. лет). Предполагается, что на этой стадии важную роль играл энсалический тыловодужный бассейн, который подстилался пологопадающей зоной субдукции, расположенной к югу от Молданубикума (мезоевропейская зона) [9, 20]. По модели Барда, следующая стадия субдукции началась в северной океанической зоне и была завершена средне-верхнедевонской (380—350 млн. лет) обдукцией нескольких базит-ультрабазитовых пластин, ассоциирующих с гранулитами и эклогитами, таких комплексов, как Лизард и Мюнхберг. Сближение и «сваривание» всех трех континентов закончилось, по-видимому, в визейский период (350—320 млн. лет). Считается, что все эти процессы шли практически одновременно с широко распространенным внутриплитным магматизмом, проявленным во внутриконтинентальных депрессиях Мезоевропы (Тюрингия, Фогтланд, Лан-Дилл, Корнуолл, Вогезы и др.).

По мнению Флойда [20], наблюдаемое увеличение содержаний литофильных элементов в герцинских базальтах от девона к карбону может быть интерпретировано как нарастающее влияние нижележащей субдуктирующей плиты. Эту модель раннепалеозойской океанизации, предусматривающую крупномасштабную средне-верхнедевонскую обдукцию мезоевропейских офиолитовых пластин, не поддерживают другие геологи. Например, результаты детальных геологических и геохронологических исследований раннепалеозойского бимодального магматизма во Французском Центральном массиве [57] указывают на то, что метаинтрузивные породы очень широко распространенной молданубикской «пестрой серии» сложного происхождения были генерированы во время кембро-силурийской фазы раздвигания (530—470 млн. лет) вследствие рифтинга и утонения, но не океанизации континентальной коры. Две другие важные ниже-среднепалеозойские стадии эволюции представляются таким обра-

зом: довольно широко распространенная силурийская (415 млн. лет) фаза сжатия с низкобарическим, термальным метаморфизмом, коррелирующаяся с предшествующими кембрийскими процессами; тектоно-метаморфический варисцидский параксизм в конце девона (340—350 млн. лет).

Пестрые «лептинито-амфиболитовые» серии нехарактерны для настоящей коры океанического типа; имея в виду это обстоятельство, Пин и Ланселот [57] не только отвергают полную океанизацию, но и предполагают силурийскую субдукцию утоненной континентальной литосферы для Западной Европы. По мнению Ванга и Дегенза [79], высокое содержание водонасыщенного алюмосиликатного осадочного материала в погружающейся плите способствовало обилию анатектически выплавленных варисцидских гранитоидов. Кроме того, эти и другие исследователи, например авторы работ [2, 3, 79], подчеркивают важную роль микроконтинентов в герцинской эволюции Мезоевропы. Мобильность микроконтинентов, вызывающая образование одновременных недолгоживущих зон сжатия и расширения, важная роль наклонных столкновений и разломов, быстрое появление и исчезновение небольших эфемерных океанических бассейнов — все эти события удовлетворительно объясняют чрезвычайную сложность структур и магматизма европейского варисцидского орогена. Такая же «средиземноморская» модель [1] была предложена, чтобы интерпретировать предполагаемую тектоническую обстановку раннепалеозойских вулканических инициальных серий в Нижней Силезии [45], где бимодальные (спилит-кератофировые) ассоциации разного возраста и происхождения находятся рядом в одних и тех же структурах.

Проблема раннепалеозойской (кембрийской) океанизации судетской части Саксотюринго-Лузицианской зоны остается еще нерешенной. Преимущественно калиевый характер кислых инициалитов (кератофиров) свиты Качавских гор указывает на то, что они сформировались в достаточно большом, но преимущественно энсиалическом бассейне. Предполагая отсутствие раннепалеозойской океанизации в данном районе, мы можем принять в качестве рабочей гипотезы мнение других исследователей [40, 73, 80], что офиолитовые породы вблизи микроконтинентальных блоков около северной границы Чешского (Богемского) массива (Совьи горы, Гранулитовые горы, Мюнхбергский блок) могут быть фрагментами верхнепротерозойской (возможно, позднерифейской — см. [73]) океанической коры, сформированной вдоль узких зон на окраине Богемского массива — Центрально-Саксонского линеамента [73] и Моравско-Силезской метаофиолитовой зоны [40]. Однако, как подчеркивал Зноско [80], формирование океанической коры и надвигание ее фрагментов могут быть сильно разорваны во времени. По мнению авторов настоящей статьи, это характерно как раз для рассматриваемых офиолитов.

Хотя из более ранних предположений [15, 39, 40, 63] следует, что океанизация может быть связана (как и в Саксонии) с рифейским рифтингом в современных зонах дислокаций Немча и Рамзова, представленные нами данные свидетельствуют в пользу того, что рифтинг был осложнен трансформными разломами, связанными с мобильностью глыбы Совьих гор. С другой стороны, пока отсутствуют данные о возрасте надвигания судетских офиолитов. Принимая во внимание представленные главные модели, которые подтверждаются для этой территории характером вулканизма в Яновицких (верхний силур) и прилегающих Есеницких горах (девон), типичных для обстановок сжатия [26], мы можем предположить, что эти важнейшие процессы были связаны как с начальными, так и с последующими конвергентными движениями соседствующих плит или микроплит. Некоторые геологические факты в метаморфической толще Клодско [78] свидетельствуют в пользу более поздней девонской фазы.

1. Abbate E., Bortolotti V., Principi G. Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust.— Ophioliti (spec. issue), 1980, p. 59—96.
2. Badham J. P. N. Strike-slip orogens — an explanation for the Hercynides.— J. Geol. Soc. Lond., 1982, v. 139, N 4, p. 493—504.
3. Badham J. P. N., Halls V. Microplate tectonics, oblique collision and evolution of Hercynian orogenic sistem.— Geology, 1975, v. 3, N 7, p. 373.
4. Bakun-Czubarov N. Geochemical characteristics of ultrabasic rocks of the Bielice region (E Sudetes) — Arch. Miner., 1966, N 26, p. 215—236.
5. Bakun-Czubarov N. Geochemistry of ultramafic rocks applied to geothermometry.— Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1975, N 82, p. 127—140.
6. Bakun-Czubarov N. Pyroxene geothermometry applied to the Sowie Góry ultramafic rocks.— Publ. Inst. Geoph. Pol. Acad. Sci., 1980, N A-8 (130), p. 57—67.
7. Baranowski Z., Lorenc S. The geological position of Wojcieszów limestones in relation to greenstones (Spilite-Keratophiric) series of the south-eastern Kaczawskie Mts., Sudetes.— Geol. Sudetica, 1981, v. 16, N 2, p. 49—59.
8. Bard J. P., Burg J. P., Matte Ph., Ribeiro A. La chaîne hercynienne d'Europe occidentale en terms de tectonique de Plaques. Colloque C6, 26 Congr. Geol. Intern. Paris, 1980, p. 233—246.
9. Behien J., Rocci G., Floyd P. A. e. a. Le volcanisme devono-dinantien, element determinant dans reconstruction du carde geotectonique de l'Europe Moyenne Varisque.— In: La chaîne varisque d'Europe Moyenne et occidentale. Coll. Int. CNRS. Rennes, 1977, v. 243, p. 275—291.
10. Bedien J., Cagny C., Rocci G. La place du vulcanisme devono-dinantien dans l'évolution magmatique et structural du l'Europe Moyenne varisque au Paleozoique. Colloque C6, 26 Congr. Geol. Intern. Paris, 1980, p. 213—225.
11. Białowolska A. Geochemistry of gabbro massif of Nova Ruda and Sleza.— Arch. Miner., 1973, v. 31, N 1, p. 113—189.
12. Cháb J., Vrana S. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkonosě, Jizera crystalline complex and their geological significance.— Věstn. Ústř. ust. geol., Praha, 1979, v. 54, N 3, p. 143—150.
13. Coleman R. G. Ophiolites. Springer Verlag, 1977. 239 p.
14. Dal Piaz G. V., Venturelli G., Spadea O., Di Battistini A. Geochemical feature of metabasalts and metagabbros from the Piemont ophiolite nappe, Italien Western Alps.— N. Jb. Miner. Abh., 1981, v. 142, N 3, p. 248—269.
15. Dziedzicowa H. Deformation and metamorphism in the region east of Sowie Góry gneissic block. Origin and primary basaltic magmas and connection with ultrabasites of the Niemcza zone — tentativ model of geotectonic regime.— In: Ophiolites and Initialites of norther border of Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, v. 11, p. 146—161.
16. Fabian H. J. Die paläozoischen Schiefer Ostlich der Zobten-Gruppe (Schlesien).— Z. Miner., 1938.
17. Fabian H. J. Das nordsudetische Schiefergebirge in seinem Vorlandstein. Jb. Preuss. Geol. L. A., 1939, Bd 59.
18. Finkh L. Erläuterungen zur geologischen Karte von Preussen. Blatt Zobten, Preuss. Geol. L. A., 1928.
19. Fediuk F. Volcanic rocks of the Zelezny Brod metamorphic region. Rozpr. Ustř. Geol. Úst., 1962. 29 p.
20. Floyd P. A. Chemical variation in Hercynian basalts relativ to plate tectonics.— J. Geol. Soc. Lond., 1982, v. 139, N 4, p. 505—520.
21. Gajewski Z. The occurrence and nature of magnesites in the Gogolów-Jordanów serpentinite massif against the geological structure of the aerea. Warszawa, 1970. 244 p.
22. Gajewski Z. Grochowa-Brasowice serpentinite massif and its impotance as a source of raw minerals.— Bull. Inst. Geol., Warszawa, 1974, 280 p.
23. Gunia T. New sites of fauna and microflora in metamorphic rocks of the Sudetes.— In: Scripta Sci. Nat. UJEP. Brno, 1974, Geologia, 2.
24. Hellik W. Mineralogical-petrographic study of altered leucocratic rocks in the Jordanów region (Lower Silesia). Prace Miner. Kom. Nauk. Miner., O/PAN, Kraków, 1967.
25. Hekinian R., Thompson G. Comparativ geochemistry of volcanics from rift valleys, transform faults and aseismic ridges.— Contrib. Mineral. Petrogr., 1976, v. 57, N 2, p. 145—162.
26. Jakes P., Patočka F. Compositional variation of the Devonian volcanic rocks of the Jeseniky Mts.— Věstn. Ústř. geol., 1982, v. 57, N 4, p. 193—204.
27. Jamrozik L. Main structural directions of the Sowie Góry block (Sudetes).— Ann. Soc. Geol. Polon., 1980, v. 50, N 2, p. 247—261.
28. Jamrozik L. General geology of the Nowa Ruda serpentinite-gabbro-diabasic massif.— In: Ophiolites and Initialites of nothern border of Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, v. 11, p. 95—102.

29. Jerzmanski J. Geology of the north-eastern part of the Kaczawa Mts. and of their eastern extent.— Bull. Inst. Geol., Warszawa, 1965, N 185, p. 109—193.
30. Kharin G. S. Petrochimickéskije i petrogeneticéskije osobennosti bazaltov zon trasformnyh raslomov.— W kn: Magmaticéskije i metamorficéskije porody dna okeana i ich genezis. M.: Nauka, 1983, p. 245—256.
31. Kozłowska-Koch M. Granite gneisses of Ścinawka and associated rocks of the Klodzko Metamorphic Unit, Middle Sudetes, Poland.— Arch. Miner., 1960, v. 22, N 2.
32. Kubiec A. Petrographic variability of serpentinite rocks from Braszowice and Grochowa area (Lower Silesia) as magnesia-silicate refractory raw materials.— Arch. Miner., 1966, N 26, p. 397—472.
33. Maciejewski S. Ultrabasic and basic rocks in the framework of the Góry Sowie Gneissic block.— Bull. Inst. Geol., 1968, v. 222, p. 107—124.
34. Majerowicz A. The granite of the environs of Sobótka and its relation to country rocks.— Arch. Miner., 1963, N 24.
35. Majerowicz A. Strzegom-Sobótka granite massif — a petrologic study.— Geol. Sudetica, 1971, N 6.
36. Majerowicz A. On crystalline rocks of Sudetic Foreland situated north of Sowie Góry Mts. block.— Bull. Inst. Geol., 1973, 264 p.
37. Majerowicz A. Les rodingites de la region de Śleza, Basse Silesie, Polonge.— Ann. Inst. Geol. Geophys., Bucuresti, 1980, v. 57.
38. Majerowicz A. Rock series of the Śleza Mt. group in the light of petrologic studies of ophiolitic complexes.— In: Ophiolites and initialites of northern border of Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, v. 11, p. 172—193.
39. Misar Z. Feeding channels of pre-Triassic ultrabasic-basic rocks in the Bohemian Massif.— Krystallinikum, 1974, p 10, p. 133—147.
40. Misar Z. The position of ultrabasic rocks in geotectonic cycles and geological units of the Bohemian Massif.— In: Geodynamic Investigations in Czechoslovakia. Final rep. Bratislava: Veda, 1979, p. 167—177.
41. Misar Z., Jelinek E. Peridotite, pyroxenite, eclogite and opal xenoliths in Moldanubicum leptinites from Bory (SW Moravia).— Guide Book to ophiolites excursions. Prague, 1980, p. 20—23.
42. Narembki W. Petrochemistry of pillow lavas of the Kaczawa Mts. and some general petrogenetical problems of spilites.— Prace Muzeum Ziemi, Warszawa, 1964, v. 7, p. 69—206.
43. Narembki W. Geochemistry and the problem of origin of metabasic rocks of the Rudawy Janowickie Mts. (E Karkonosze).— Bull. Acad. Polon. Sci., Ser. Sci. Geol. and geogr., 1968, v. 16, N 1, p. 1—7.
44. Narembki W. A statistical study of specific petrochemical features of some spilitic rock series.— In: Spilites and spilitic rocks. Springer-Verlag, 1974, p. 127—159.
45. Narembki W. Paleotectonic setting of Circum-Karkonosze spilite-keratophyre suites based of geochemistry of iron group elements.— Ann. Soc. Geol. Polon., 1980, v. 50, N 1, p. 3—25.
46. Narembki W., Teisseyre J. H. On petrogenesis of the Paczyn gneisses in the West Sudetes.— Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. sci. geol. and geogr., 1971, v. 19, N 4, p. 193—203.
47. Narembki W., Wichrowski Z. Petrogenetical aspects of geochemistry of amphibolites of metamorphic cover of the Bielice granitoids (Middle Sudetes).— Arch. Miner., 1979, v. 35, N 1, p. 111—144.
48. Narembki W., Wajsprych B., Bakun-Czubarow N. On the nature, origin and geotectonic significance of ophiolites and related rock suites in the Polish part of the Sudetes.— Ofioliti, 1982, N 7, p. 407—428.
49. Niemczynow G. Serpentinite rocks of northern foreland of the Wzgórza Kielczyńskie hills, Lower Silesia.— Bull. Inst. Geol., Warszawa, 1966, p. 201.
50. Niskiewicz J. Geological structures of the Szklary massif (Lower Silesia).— Ann. Soc. Geol. Polon., 1967, v. 37 N 3, p. 387—416.
51. Obere J. The Pre-Assyntian and Assyntian (Baikalian) elements of South-Western Poland.— In: Geology of Poland. Tectonics/Ed. by Pozaryski. Warszawa: Wyd. Geol., 1977, v. IV, p. 99—174.
52. Pearce J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments of Cyprus.— Tectonophysics, 1975, v. 25, p. 41—67.
53. Pearce J. A. Genesis and eraptive setting of lavas from Tethian ophiolites.— In: Proceeding International Ophiolites Symposium, Cyprus, 1980, p. 261—272.
54. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.
55. Pearce J. A., Alabaster T., Shelton A. W., Searle M. P. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications.— Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 1980, v. 300, p. 299—317.

56. Perekalina T. V. Variscan volcanism of central and western Europe.— In: The Variscan orogen in Europe/Ed. by Zwart and Dornsiepen. Geol. Mijnbouw., 1981, v. 60, p. 17—31.
57. Pin C., Lancelot J. U — Pb dating of an Early Paleozoic bimodal magmatism in the French Central Massif and its Further metamorphic evolution.— Contrib. Mineral. Petrol., 1982, v. 79, p. 1—12.
58. Pin C., Vielzeuf D. Granulites and related rocks in Variscan median Europe: a dualistic interpretation.— Tectonophysics, 1983, v. 93, p. 47—74.
59. Rösler H. J., Werner C. D. Zur stofflichen Entwicklung und strukturellen Stellung variszischer Initialmagmatite in Mitteleuropa.— Z. Geol. Wiss., Berlin, 1978, v. 6, N 8, p. 967—983.
60. Saunders A. D., Tarney J., Stern Ch. R., Dalziel I. W. D. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile.— Geol. Soc. Amer. Bull., 1979, v. 90, N 1, p. 237—258.
61. Serri G., Saitta A. Fractionation trends of the gabbroic complexes from high-Ti and low-Ti ophiolites and the crust of major oceanic basins and a comparison.— Ofioliti, 1980, v. 5, N 2/3, p. 241—264.
62. Smulikowski K. Ultramafites de la Basse silesie. Massif gabbroidal de Walibórz. In: XV Session AZOPRO en Polonge. Warszawa, 1973, p. 20—28.
63. Smulikowski K., Teisseyre H. Kra gnejsowa Sowich Gór j strefa dyslokacyjna Niemczy. Serpentynty i gabra w obramowaniu Kry Sowiogórskiej.— Regionalna Geologia Polski, 1957, t. 111(1), p. 63—82.
64. Smulikowski K., Bakun-Czubarow N. Corundum-bearing eclogite amphibolite forming a loaf-shaped inclusion in the granulite of Bystrzyca Górna (Sowie Gógy, Middle Sudetes, Poland).— Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. Sci. geol. and geogr., 1969, v. 17, N 1, p. 1—6.
65. Smulikowski K., Smulikowski W., Bakun-Czubarow N. Serpentine stock from vicinity of Mount Śnieżnik (Sudetes) — Arch. Miner., 1977, v. 33, N 1, p. 5—36.
66. Spangerberg K. Die Chromerzlagerstätte von Tompadel am Zobten. Zetschr. fur. Prakt. Geol., 1943, p. 2—3.
67. Spangerberg K. Beiträge zur Kentniss der Lagerstätte dichten Magnesits. Heideib. Beitr., 1949, Bd 1, p. 5—6.
68. Teisseyre H. Metamorphic series of the Sudetes.— Geol. Sudetica, 1968, v. 4.
69. Teisseyre H. On the Old Paleozoic initial volcanism in the West Sudetes.— Acta Geol. Polon., 1968, v. 17, N 1, p. 239—256.
70. Tiesseyre J. H. On the sequence and age of beds in metamorphic rocks of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiec ridge.— Geol. Sudetica, 1971, v. V, p. 165—210.
71. Teisseyre J. H. Metamorphic complexe of the Rudawy Janowickie and Lasocki Grzbiec range.— Geol. Sudetica, 1973, v. VIII, p. 7—120.
72. Wajsprych B. Serpentine mélange of the Stobna stream valley and its tectonic significance.— In: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, v. 11, p. 102—113.
73. Werner C. D. Ophiolites and initialites — a comparing reflection. Veröffentl. ZIPE Nr., 1982, v. 73, p. 55—64.
74. Werner C. D., Rösler H. J. Assagemöglichkeiten der initialen Magmatite für die Klärang struktureller Verhältnisse am Beispiel des mitteleuropäischen Varisziums.— Z. Geol. Wiss., Berlin, 1979, v. 7, p. 353—366.
75. Wierzecholowski B. Ultramafic rocks of the neighbourhood of Bielice (Eastern Sudetes).— Arch. Miner., 1960, v. 22, N 2, p. 401—438.
76. Wieser T. Glaucofane schists and associated rocks of Kopina Mt., Lasocki Range, Sudetes.— Miner. Polon., 1979, v. 10, N 1, p. 17—40.
77. Winchester J. A., Floyd P. A. Geochemical magma types discrimination: application to altered and metamorphoused igneous rocks.— Earth Planet. Sci. Lett., 1976, v. 28, N 3, p. 459—469.
78. Wojciechowska I. Geology of metamorphic massif in the Basin of Ścinawka Klodzka.— Geol. Sudetica, 1966, v. 2.
79. Wong H. K., Degens E. T. Effects of CO₂ — H₂O and oblique collision on orogenesis — the European Hercynides as an example.— Tectonophysics, 1983, v. 95, p. 191—220.
80. Znosko J. The problem of oceanic crust and of ophiolites in the Sudetes.— Bull. Acad. Polon. Sci. Ser. sci. de la Terre, 1981, v. 29, N 3, p. 185—197.
81. Zelazniewicz A. Geology of the Góry Sowie Mts. gneissic block.— In: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, v. 11, p. 72—79.

ВЕРХНЕРИФЕЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ САКСОНИИ (ГДР)

На южной границе Саксонского гранулитового массива с прошлого столетия известны гарцбургитовые и дунитовые серпентиниты и габбро. Их геологическая позиция и возраст внедрения долгое время были спорными. Матэ [9] называл их нижнепалеозойскими интрузивными породами и относил к варисцийскому инициальному магматизму. Только в последние годы [19—21] было доказано, что это полная верхнерифейская офиолитовая ассоциация. В региональном отношении она приурочена к Центрально-Саксонской линеаментной зоне, расположенной между Франкской

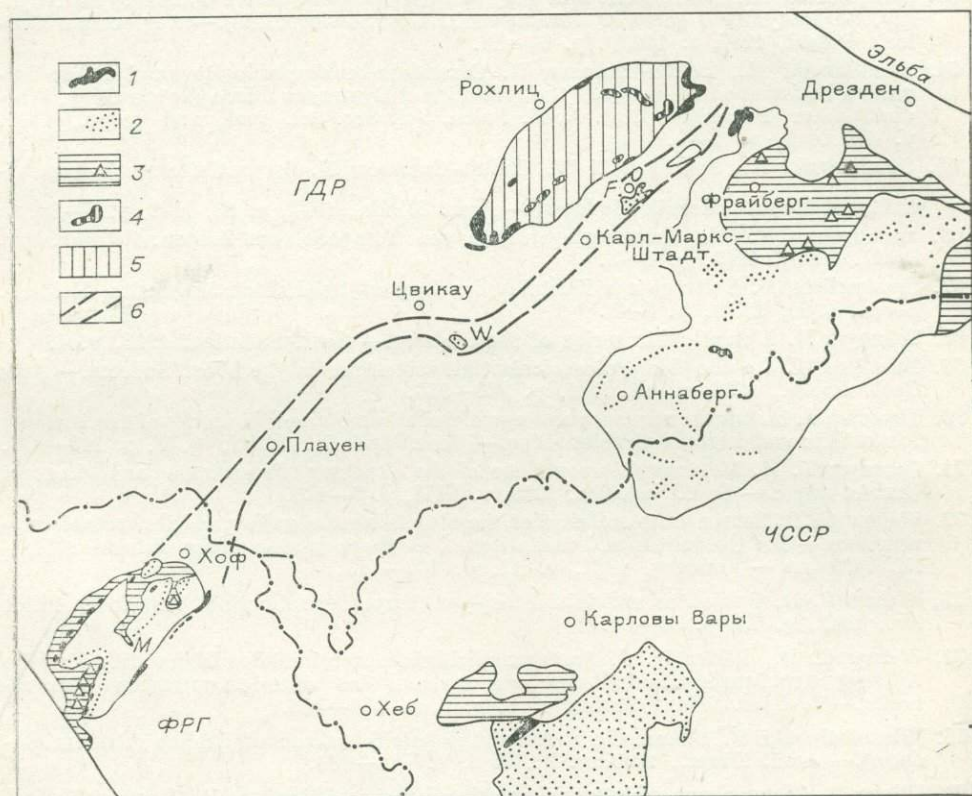


Рис. 1. Схематическая геологическая карта зоны Центрального Саксонского линеамента в Саксотюрингии.

1 — верхнерифейские офиолиты; 2 — верхнепротерозойские ($R_2 + V$) толщи (пунктиром отмечены метабазиты); 3 — нижнепротерозойские (R_1) толщи (треугольники — метабазиты); 4 — гранатовые амфиболиты и ультрабазиты гранулитов верхнего архея; 5 — гранулиты раннего архея; 6 — зона Центрального Саксонского линеамента (F — Франкенберг, W — Вильденфельс, M — Мюнхберг).

линией в Северной Баварии и Эльбской зоной (рис. 1). Дальнейшее ее распространение к юго-западу или северо-востоку пока не ясно. Эта зона разделяет Саксонский Гранулитовый массив и Рудные горы и простирается параллельно офиолитосодержащей (массив Марианске Лазне) Пражской мульде, расположенной между Рудными горами и Молданубикским блоком. Офиолиты приурочены к линеаментам в пограничной зоне Мюнхбергского и Гранулитового массивов.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ САКСОНСКОЙ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

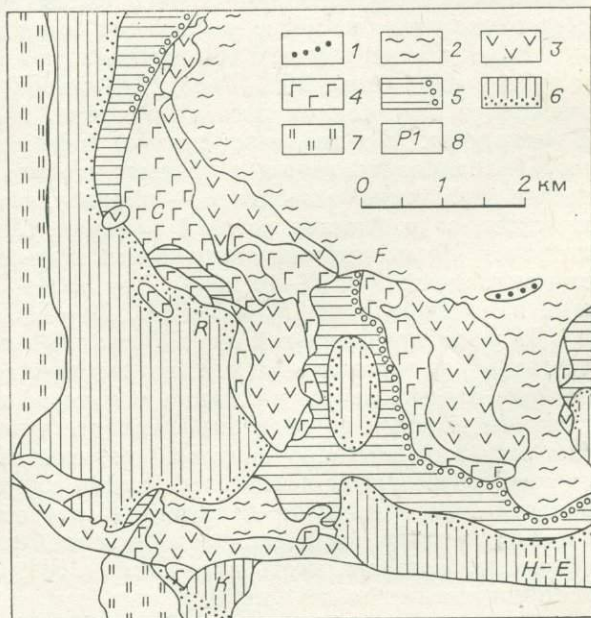
Офиолитовую ассоциацию можно подразделить на три серии: собственно офиолитовая; hm-серия; празинитовая.

К офиолитовой серии относятся серпентинизированные гарцбургиты и дуниты, метагаббро и метадиабазы. Контакты между ультрабазитами и габбро тектонические. Породы этой серии встречаются преимущественно на южном краю Гранулитового массива. Редкие и мелкие их выходы расположены севернее, в центральной части массива (см. рис. 1). Отдельные выходы, прежде всего на юго-западном и северо-восточном его краях, достигают значительных размеров (15—20 км²). Они тектонически надвинуты (обдущированы) после метаморфизма гранулитового комплекса и образования на нем допалеозойской коры выветривания, превращенной в кордиеритовые гнейсы. При этом деформировались нижележащие гранулиты и базальные части офиолитовых тел, образуя очковые гранулиты (бластомилониты) среди останцов раздавленного тектонического покрова, милониты и будины флазерогаббро и амфиболовых сланцев, как показало специальное картирование [10]. Вскоре после тектонического перемещения офиолитовой серии отдельные тела были трансгрессивно перекрыты вендскими и нижнепалеозойскими отложениями. Эти геологические взаимоотношения наиболее ясны на юго-западном крае Гранулитового массива у Хохенштайна-Эрнсталя (рис. 2). Базальные кварциты здесь облекают отдельные офиолитовые тела.

Серия амфиболитов и ленточных гнейсов (hm-серия) встречается в обоих срединных массивах — в Гранулитовом массиве на юго-западе у Вильденфельса и на северо-востоке у Франкенберга (см. рис. 1), а также в Мюнхбергском блоке. Серия состоит преимущественно из метабазитов с межпластовыми туфами и осадочными отложениями. В саксонских срединных массивах метабазиты составляют не менее 70% пород. В обоих массивах серия находится в параавтохтонном или аллохтонном залегании. В литостратиграфическом отношении они коррелируются с пресницкой серией в Рудных горах, относимых к верхнему рифею [7, 10]. Возможные аналоги этих базитов в Рудных горах — эклогиты, приуроченные к одному горизонту (зоне) и в петрофациальном отношении образующие инородные тела в амфиболитовой фации. Размеры блоков эклогитов варьируют по площади в широких пределах: от 0,5 до 1 км² и более.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта юго-западной части Гранулитовых гор.

1, 2 — гранулитовый фундамент верхнего архея: гранатовые серпентиниты (1), лейкогранулиты (2); 3, 4 — офиолиты: дуниты и гарцбургиты (3), габбро (4); 5, 6 — вендские (5) и кембрийские (6) существенно кварцитовые толщи; 7 — ордовикские толщи; 8 — нижнепермские красноцветные отложения (С — Калленберг, F — Фалькены, Н — Е — Хохенштайн-Эрнсталь, К — Кухшанель, R — Райхенбах, Т — Тиршхайм).



Празинитовая серия (см. рис. 1), содержащая широкий спектр основных, средних и кислых сильно деформированных пород, надвинута на сланцевую оболочку Гранулитового массива и характеризуется той же тектоникой, что и последняя. Серия, в свою очередь, перекрыта по надвигу породами Франкенбергского срединного массива. Возраст ее пока не выяснен, но, по всей вероятности, она относится к кембрию.

ПЕТРОЛОГИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Ультрабазиты офиолитовой серии почти полностью серпентинизированы, причем преобладает антигорит, хризотил же приурочен к более молодым трещинам. Бронзит сильно бацитизирован, параллельно плоскости (100) в нем часто вкраплены тончайшие пластинки пльменита, кроме того, иногда встречаются срастания бронзита и хромита. Хромит обычно рассеян в породе, реже встречаются послойные скопления. Он часто замещен магнетитом и окружен розетками кеммеририта. Магнетит широко распространен в качестве вторичного рудного материала. Редко встречающиеся пироксениты содержат бацитизированный ортопироксен, серпентинизированный оливин, небольшое количество клинопироксена и реликтовый плагиоклаз.

В габбро часто наблюдаются анортозитовые шпиры, они состоят из плагиоклаза (An_{50-60}), диопсидового клинопироксена (частично с пластинками ортопироксена) и уралитизированной роговой обманки. В подчиненном количестве встречаются ортопироксен, биотит и титаномagnetит, реже — пирротин и оливин. По структуре они варьируют от грубозернистых пород до флазерогаббро и сильнее тектонизированных разновидностей с катаклазом плагиоклазов и амфиболизацией или хлоритизацией пироксенов. Метабазиты, иногда с четкими признаками дайкового комплекса, имеют тот же минеральный состав, что и габбро, но текстура их более мелкозернистая. Местами встречается скаполит, появление которого можно объяснить реакцией с морской водой.

Горные породы hm-серии представлены мелкозернистыми амфиболитами и зелеными сланцами, сложенными плагиоклазом (An_{10-30}), роговой обманкой, гранатом и кварцем; кроме того, встречаются сфен, клиноцоизит, актинолит, эпидот и хлорит. Они большей частью сильно рассланцованы и имеют ленточную текстуру, образованную вследствие метаморфической мобилизации тонких слоев кварца — альбита. Мощность серии составляет не менее нескольких сотен метров.

В эклогитах Рудных гор преобладают омфациит (30—40% жадеита) и гранат (50% Алм, 25% Грос, 20% пироп), в качестве второстепенных минералов встречаются роговая обманка, кварц, рутил, местами кианит и смарагдит. Мелкие тела сильно амфиболизированы, более крупные амфиболизированы только в краевых частях, где наблюдаются диаблассическое срастание пироксена — плагиоклаза или роговой обманки — плагиоклаза и блаетез роговой обманки. По коэффициенту распределения Fe и Mg между клинопироксеном и гранатом условия метаморфизма для эклогитов: $P = 8-10$ кбар, $T = 500 \pm 30^\circ C$ [17, 21], для окружающих их амфиболитов: $P \sim 5$ кбар, $T \sim 600^\circ C$.

Породы празинитовой серии сильно тектонизированы и большей частью очень мелкозернисты. В петрографическом отношении основные и средние породы можно различать только по цветному индексу [18]. Они сложены главным образом альбитом (частично олигоклазом), коричневой или сине-зеленой (барруазитовой) роговой обманкой и магнетитом. Кроме того, встречаются актинолит, эпидот, хлорит, сфен, пренит, калиевый полевой шпат, кварц и кальцит. В качестве магматогенных реликтов изредка встречаются диопсидовый клинопироксен, основные плагиоклазы и биотит. Большая часть пород имеет эффузивную природу (местами с деформированными подушками) реже туфогенное происхождение, кроме того, известны и дайковые породы (диабазы). Фельзические породы ранее

назывались кварц-альбитовыми сланцами. Они содержат, кроме кварца, альбит-олигоклаз, калиевый полевой шпат, хлорит, роговую обманку (частично рибекит), биотит, мусковит, титаномagnetит, апатит в виде вкрапленников в тонкозернистой основной массе кварца и щелочного полевого шпата.

ГЕОХИМИЯ ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

Средние составы пород основных типов приведены в табл. 1, катионные проценты и стандартный минеральный состав (по CIPW) — в табл. 2. Данные этих таблиц свидетельствуют о реститовом характере гарцбургитов и дунитов, сходных с ультрабазитами из офиолитов других регионов. Пироксениты обогащены железом и титаном. Они ассоциируют с габбро и могут быть кумулятами, однако этот вопрос еще не решен окончательно. В габбро низки содержания титана. Породы подобных типов были описаны в Апенниннах [1], Войкаро-Сыннинском массиве [4] и хантайшпирском комплексе [24]. По данным Серри [16], они связаны с интраокеаническими тыловодужными бассейнами, имеющими высокую скорость ассимиляции перидотитовой мантии в ранние стадии раскрытия бассейна. По петрохимии выделяются габброиды двух типов: «нормальные» (OFB, по [13]) и высокоглиноземистые (тип CA), которые отличаются и по геохимическим особенностям. Метабазиты (габбро второго типа, по [20, 21]) в петрохимическом отношении соответствуют типу ЛКТ. Они обогащены титаном и железом.

hm-серия отличается по составу в блоках Франкенберг (Фр) и Вильденфельс (Ви) и по петротипам внутри каждого региона. Для обоих регионов характерны типы OFB и ЛКТ, во Франкенберге встречаются и известково-щелочные (CA) андезиты. Эклогиты представляют относительно однородную группу и соответствуют по всем параметрам типу OFB.

Празинитовая серия только при детальном петрохимическом исследовании была разделена на толеитовый, известково-щелочной и высококалийный (шошонитовый) типы. Несмотря на изменения состава при мета-

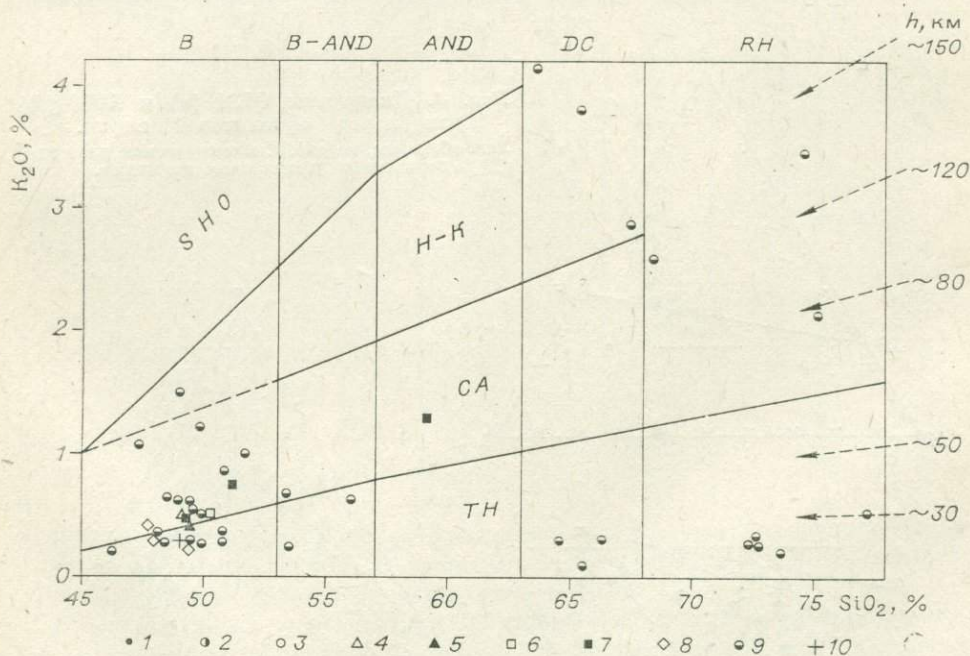


Рис. 3. Диаграмма SiO_2/K_2O для пород празинитовой серии.

1 — дуниты; 2 — гарцбургиты; 3 — пироксениты; 4 — габбро; 5 — высокоглиноземистые габбро; 6 — диабазы (дайковский комплекс); 7, 8 — hm-серия Франкенберга (7) и Вильденфельса (8); 9 — празинитовая серия; 10 — эклогиты.

Компонент	Офиолитовая серия										
	Дуниты		Гарцбургиты пир			Габбро		Al-габбро		Диабазы	
	n=3	±S	n=11	±S	n=2	n=9	±S	n=9	±S	n=4	±S
SiO ₂	37,25	0,31	37,6	0,70	45,1	48,3	0,53	48,8	0,92	49,6	0,46
TiO ₂	0,01		0,03	0,01	1,55	0,4	0,10	0,18	0,06	1,65	0,26
Al ₂ O ₃	0,15	0,10	0,45	0,11	9,3	16,8	0,45	22,1	1,43	15,45	0,13
Cr ₂ O ₃	0,44	0,27	0,33	0,11	0,19	0,14	—	0,09	—	0,05	—
Fe ₂ O ₃	5,95	0,57	5,25	1,45	0,9	2,35	0,69	0,85	0,56	2,7	0,29
FeO	1,25	0,38	2,8	1,42	12,3	5,1	0,8	3,6	0,58	8,7	0,53
MnO	0,07	0,02	0,10	0,03	0,23	0,13	0,02	0,07	0,02	0,18	0,02
MgO	40,5	0,79	38,2	1,06	20,5	10,75	0,84	7,35	0,64	7,45	0,65
NiO	0,33	0,13	0,28	0,07	0,13	0,02	—	0,02	—	0,02	—
CaO	0,15	—	0,35	0,08	6,3	11,4	0,60	12,6	0,79	9,5	0,42
BaO	—	—	—	—	—	0,01	—	0,01	—	0,02	—
SrO	—	—	—	—	0,01	0,03	—	0,04	—	0,03	—
Na ₂ O	0,02	—	0,02	0,01	0,6	2,2	0,20	2,5	0,22	2,75	0,13
K ₂ O	0,02	—	0,02	0,01	0,20	0,5	0,12	0,4	0,17	0,5	0,06
P ₂ O ₅	0,02	—	0,03	0,01	0,17	0,12	0,02	0,05	0,01	0,22	0,03
H ₂ O _{общ}	13,8	0,64	14,75	1,38	2,72	1,75	0,39	1,60	0,51	1,33	0,29
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg ⁻	0,93		0,92		0,77	0,76		0,79		0,59	
Q	4,0		5,7		21,1	29,4		32,6		32,5	
L	0,3		0,9		17,4	35,0		43,8		35,3	
M	95,7		93,4		61,5	35,6		23,6		32,2	

морфизме, удалось установить полную ассоциацию магматитов островодужного типа. По дискриминационным тестам породы отдельных типов могут быть скоррелированы следующим образом: диабазы — OFB, базальтовые празиниты — LKT, андезитобазальтовые празиниты — LKT, андезитовые празиниты — CA, дацитовые празиниты — SHO, риолитовые вулканы — LKT или CA/НК. Графически это подразделение демонстрируется на рис. 3. Для сравнения указаны средние величины остальных

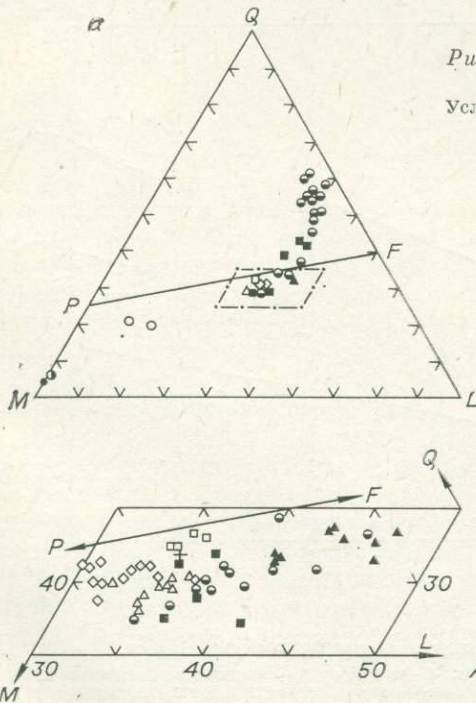
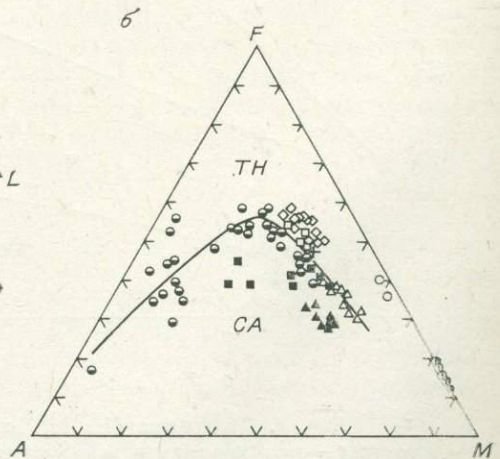


Рис. 4. Диаграммы QLM (а) и AFM (б) для пород офиолитовой серии.

Усл. обозн. см. на рис. 3. Окруженная площадь показана в увеличенном масштабе.



офиолитовой ассоциации, вес. %

hm-серия									Празинитовая серия			
Фр. OFB		ФрЛКТ (n=2)	Фр. СА		Ви. OFB		Ви. LKT		Диабазы		Базальты	
n=3	±S		n=3	±S	n=5	±S	n=8	±S	n=4	+Б	n=4	±S
48,2	1,25	48,6	57,9	0,7	48,4	0,73	47,3	0,92	48,75	0,66	48,85	1,85
1,65	0,12	1,35	1,3	0,10	1,45	0,11	2,55	0,30	1,15	0,41	1,2	0,28
16,5	0,89	15,45	15,8	0,44	14,0	0,21	14,2	0,90	15,7	0,64	15,4	0,83
0,06	—	0,03	0,02	—	0,02	—	0,01	—	0,04	—	0,04	—
1,3	0,36	1,9	1,3	1,05	3,15	0,35	3,3	0,27	2,8	1,25	3,65	0,34
7,8	0,17	7,1	5,25	0,42	8,8	0,40	10,2	0,43	8,1	2,23	8,05	2,19
0,17	0,02	0,12	0,11	0,02	0,23	0,02	0,28	0,06	0,20	0,06	0,20	0,05
9,7	1,05	8,5	4,1	0,61	8,4	0,46	7,4	0,61	8,0	1,63	6,6	1,28
0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	0,01	—	0,01	—
9,0	0,36	7,0	6,4	1,3	10,7	0,94	10,05	0,74	9,9	1,35	9,3	2,58
0,03	—	0,02	0,04	—	0,02	—	0,02	—	0,01	—	0,01	—
0,04	—	0,02	0,03	—	0,02	—	0,03	—	0,04	—	0,04	—
2,9	0,10	4,0	4,05	0,25	2,4	0,31	2,75	0,32	3,55	0,37	3,5	0,83
0,5	0,05	0,7	1,25	0,23	0,22	0,08	0,3	0,09	0,40	0,14	0,8	0,49
0,12	0,01	0,22	0,25	0,10	0,15	0,02	0,30	0,05	0,24	0,14	0,17	0,04
2,05	0,13	4,25	2,04	0,66	1,82	1,11	1,40	0,57	1,22	0,69	1,46	0,71
—	—	0,7	0,20	0,10	0,3	0,34	0,20	0,20	0,15	0,13	1,05	1,37
0,70	—	0,68	0,58	—	0,61	—	0,55	—	0,62*	—	0,56	—
29,2	—	29,7	41,4	—	31,0	—	30,3	—	29,0	—	30,3	—
36,6	—	39,6	40,6	—	31,6	—	33,3	—	37,3	—	38,1	—
34,2	—	30,7	18,0	—	37,4	—	36,4	—	33,7	—	31,6	—

Окончание табл. 1

Компонент	Празинитовая серия							
	Андезитобазальты		Андезиты (n=2)	Дациты		Риолиты		Высококальциевый риолит
	n=5	±S		n=8	±S	n=5	±S	
SiO ₂	52,0	2,42	63,2	65,8	0,89	72,6	1,63	74,25
TiO ₂	1,75	0,27	0,75	0,75	0,23	0,4	0,10	0,42
Al ₂ O ₃	15,8	1,43	13,9	14,2	1,36	12,0	0,92	12,35
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0,01	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	5,2	0,93	2,75	1,35	0,61	1,25	0,41	1,0
FeO	7,5	0,69	5,3	3,0	0,30	3,85	0,74	2,1
MnO	0,20	0,05	0,18	0,11	0,06	0,10	0,03	0,06
MgO	5,65	0,91	0,6	1,96	0,38	1,1	0,38	0,9
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	5,6	1,64	4,2	3,9	1,84	1,2	0,57	0,7
BaO	—	—	0,01	0,09	—	0,01	—	0,04
SrO	0,02	—	0,01	0,03	—	0,01	—	—
Na ₂ O	5,1	0,75	5,8	3,35	0,69	5,75	0,58	4,25
K ₂ O	0,55	0,22	0,2	3,0	0,65	0,3	0,13	2,75
P ₂ O ₅	0,21	0,07	0,25	0,34	0,05	0,16	0,03	0,24
H ₂ O _{общ}	1,39	0,27	2,72	1,70	0,83	1,41	0,69	1,17
CO ₂	0,25	0,16	0,5	0,6	0,37	—	—	—
Mg ⁻	0,45	—	0,14	0,50	—	0,33	—	0,40
Q	33,3	—	47,6	51,4	—	56,7	—	59,5
L	42,7	—	41,2	39,5	—	36,4	—	35,7
M	24,0	—	11,2	9,1	—	6,9	—	4,8

ных офиолитовых пород. На рисунке даны глубины частичного анатексиса от 25 до 160 км по [3, 11]. В целом празинитовая серия очень похожа на верхнерифейские вулканы Пижмской мульды [5].

Ряд диаграмм указывает на макрохимизм офиолитовой ассоциации. На диаграмме QLM (рис. 4, а) ясно виден реститовый характер ультрабазитов. Пироксениты занимают переходную область между ультрабазитами и габбро. Габбро и базальтоиды расположены в области «нормальных»

Средние составы пород разных типов

Компонент	Офиолитовая серия						hn-серия				
	1 (3)	2 (11)	3 (2)	4 (9)	5 (9)	6 (4)	7 (3)	8 (2)	9 (3)	10 (5)	11 (8)
Si	35,37	36,73	41,96	44,81	44,91	46,79	45,01	46,59	54,82	46,11	45,06
Ti	0,01	0,02	1,08	0,28	0,13	1,17	1,16	0,97	0,93	1,04	1,82
Al	0,17	0,52	10,20	18,33	23,97	17,17	18,16	17,45	17,63	15,71	15,94
Cr	0,33	0,25	0,44	0,10	0,07	0,04	0,05	0,02	0,01	0,02	0,01
Fe ³⁺	4,30	3,86	0,63	1,63	0,59	1,92	0,91	1,37	0,93	2,26	2,36
Fe ²⁺	1,00	2,29	9,57	3,95	2,77	6,86	6,09	5,69	4,15	7,01	8,13
Mn	0,05	0,08	0,18	0,10	0,06	0,14	0,14	0,10	0,09	0,18	0,23
Mg	57,91	55,58	28,41	14,83	10,08	10,47	13,50	12,14	5,78	11,92	10,50
Ni	0,25	0,22	0,10	0,01	0,01	0,01	0,02	—	—	—	—
Ca	0,16	0,36	6,28	11,30	12,42	9,60	9,00	7,48	6,49	10,91	10,25
Ba	—	—	—	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Sr	—	—	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02
Na	0,04	0,04	1,09	3,95	4,46	5,03	5,25	7,43	7,43	4,43	5,07
K	0,02	0,02	0,23	0,59	0,47	0,60	0,59	0,86	1,51	0,27	0,37
P	0,02	0,02	0,13	0,09	0,04	0,18	0,10	0,18	0,20	0,12	0,24
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	8,8	—	—
Or	0,09	0,1	1,15	2,95	2,35	3,0	2,95	4,3	7,55	1,35	1,85
Ab	0,19	0,22	5,45	19,75	22,3	25,15	26,25	37,15	37,15	22,15	25,35
An	0,27	1,13	22,2	34,45	46,5	28,85	30,8	22,9	21,7	27,55	26,25
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Opx	14,7	19,95	31,25	6,7	6,4	20,7	8,05	3,55	13,55	17,4	12,45
Cpx	0,35	0,4	6,55	17,15	11,5	14,35	10,95	9,4	7,5	20,95	18,65
Ol	83,85	77,7	30,7	16,5	9,7	2,55	17,0	18,25	—	5,45	8,05
Cm	0,5	0,4	0,2	0,15	0,1	—	—	—	—	—	—
Mt	—	—	—	1,55	0,8	2,6	1,45	2,05	1,4	2,75	3,15
Il	0,02	0,05	2,15	0,55	0,25	2,35	2,3	1,95	1,85	2,1	3,65
Ap	0,03	0,05	0,35	0,25	0,1	0,45	0,25	0,45	0,5	0,3	0,6
Q	—	—	—	—	—	—	—	—	8,8	—	—
F	0,55	1,45	28,8	57,15	71,15	57,0	60,0	64,35	66,4	51,05	53,45
M	99,45	99,55	71,2	42,85	28,85	43,0	40,0	35,65	24,8	48,95	46,55
An*	59	84	80	63,6	67,6	53,4	54	38,1	36,9	55,4	50,9

Примечание. 1 — дуниты, 2 — гарцбургиты, 3 — пироксениты, 4 — габбро, 5 — Ал-диабазы, 13 — базальты, 14 — андезитобазальты, 15 — андезиты, 16 — дациты, 17 — риолиты,

офиолитовой ассоциации, кат. %

Празинитовая серия						
12 (4)	13 (4)	14 (5)	15 (2)	16 (3)	17 (5)	18 (2)
45,42	46,38	49,07	60,83	62,99	68,57	70,23
0,81	0,85	1,24	0,54	0,54	0,28	0,30
17,24	17,22	17,57	15,77	16,02	13,36	13,76
0,03	0,03	—	—	—	—	—
1,97	2,61	3,69	1,99	0,97	0,89	0,71
6,31	6,39	5,92	4,27	2,40	3,04	1,66
0,15	0,16	0,16	0,14	0,09	0,08	0,05
11,10	9,34	6,53	0,86	2,78	1,55	1,27
—	—	—	—	—	—	—
9,88	9,45	5,66	4,33	4,00	1,21	0,71
—	—	—	—	0,04	—	0,02
0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	—	—
6,41	6,44	9,32	10,82	6,22	10,53	7,79
0,47	0,97	0,66	0,24	3,66	0,36	3,32
0,19	0,14	0,17	0,20	0,28	0,12	0,19
—	—	—	16,4	21,95	29,75	33,35
2,4	4,85	3,35	1,2	18,3	1,8	16,6
31,05	32,2	46,6	54,15	31,1	52,65	38,95
25,9	24,55	18,95	11,75	15,35	5,15	2,2
0,55	—	—	—	—	—	—
—	1,35	11,95	6,3	8,25	8,2	5,35
17,8	17,45	6,5	6,75	2,3	—	—
17,75	14,8	6,9	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
2,45	2,75	2,85	1,85	1,0	1,2	0,7
1,6	1,7	2,5	1,1	1,05	0,55	0,6
0,5	0,35	0,4	0,5	0,7	0,3	0,5
—	—	—	16,4	21,9	29,75	33,35
59,35	61,6	68,9	67,1	64,75	59,6	57,75
40,1	38,4	31,1	16,5	13,3	10,65	8,9
45,5	43,3	28,9	17,8	33,0	8,9	5,3

габбро, 6 — диабазы, 7 — Фр, OFB, 8 — Фр, LKT, 9 — Фр, СА, 10 — Ви, OFB, 11 — Ви, LKT, 12 — 18 — высококальциевые риолиты. В скобках — количество анализов.

Средние содержания элементов-примесей в

Компонент	Офиолитовая серия										
	Дуниты		Г		П (n=2)	Габбро		Al-габбро		Диабазы	
	n=2	±S	n=10	±S		n=9	±S	n=9	±S	n=4	±S
B	60	—	103	78	24	21	14,6	25	24,5	13	3,95
Be	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,0	0,82
Li	—	—	—	—	14	30	12,8	32	26,6	22	10,2
Rb	—	—	4,5	1,41	4	19	3,92	27	13,3	12	8,1
Sr	—	—	—	—	105	245	62	320	43	260	145
Ba	10	—	30	6,7	11	125	54	92	63	180	15
Ga	—	—	—	—	14	13	4,8	13	2,2	23	6,5
Cu	2	—	23	17,3	110	61	32	41	24	91	30
Pb	8	—	—	—	—	9	—	10	6	16	5
Nb	—	—	—	—	19	7	2	6	3,4	12	4,2
Zr	11	—	23	4,9	130	15	5,6	7	2,6	103	46
Ti	57	—	195	63	9300	2440	—	1090	—	9850	—
Mn	510	128	800	200	1780	1030	—	560	—	1420	—
V	28	—	30	12	145	200	52	125	71	300	68
Ni	2600	1044	2200	537	1050	190	80	125	58	135	74
Co	83	—	120	30	80	44	5	33	7	42	9
Cr	3000	1852	2250	769	1300	940	347	620	304	330	209
K/Rb	—	—	28	—	415	210	—	130	—	355	—
Rb/Sr	—	—	—	—	0,04	0,08	—	0,08	—	0,05	—
Ba/Sr	—	—	—	—	0,11	0,51	—	0,29	—	0,69	—
Ni/Co	31	—	18	—	13	4,3	—	3,8	—	3,2	—
Cr/Ni	1,2	—	1	—	1,2	4,9	—	5,0	—	2,4	—
Cr/Zr	273	—	98	—	10	63	—	89	—	3,2	—
Zr/Nb	—	—	—	—	6,8	2,1	—	1,2	—	8,6	—

базитов (с отношением пироксен/полевои шпат 1 : 1). Высокоглиноземистые габбро, как и следовало ожидать, расположены ближе к полевому шпату (F). Выше линии насыщения P — F (с α -величинами выше 1) расположены только андезиты hm-серии и кислые разновидности празинитовой серии. У последней тренд развития ясно выражен.

На диаграмме AFM (рис. 4, б) для большинства пород офиолитовой серии, вильденфельской hm-серии и части празинитовой серии характерен более или менее выраженный толеитовый тренд, в то время как высокоглиноземистые габбро и часть пород празинитовой серии попадают в поле известково-щелочных пород.

Содержания элементов-примесей для пород разных типов и некоторые их геохимические параметры представлены в табл. 3. Эти данные в целом хорошо коррелируются с макрохимизмом пород. Обращает на себя внимание высокое содержание бора в ультрабазитах, что можно объяснить подводной серпентинизацией. Габбро отличаются высокими содержаниями хрома и низкими — титана и циркония; содержания стронция всегда выше, чем бария.

Офиолитовые диабазы, эцлогиты, метабаты hm-серии, а также примитивные члены празинитовой серии довольно схожи по химизму. Пониженные содержания никеля в ряде случаев можно объяснить выносом последнего во время гидротермального преобразования (спилитизация), начавшегося после внедрения. Кобальт же, судя по наименьшему разбросу значений, оставался немобильным. Отношения Rb/Sr для всех пород соответствуют нормальным дериватам мантии.

Андезиты hm-серии, а также средние и кислые породы празинитовой серии четко отличаются от базитов пониженным содержанием когерентных и повышенным (особенно у высококалийных типов) — некогерентных элементов. Повышенные в ряде случаев содержания меди хорошо объясняются их островодужным характером.

Корреляция некоторых элементов с индексом фракционирования Mg²⁺, по [6], показывает более-менее ясное группирование пород офиолитовой и hm-серии по Ba и Sr, причем тренд не очень ясен. В празинитовой

породах офиолитовой ассоциации, г/т

hm-серия								
Фр, OFB		Фр, КР (n=2)	Фр, СА		Ви, OFB		Ви, КР	
n=3	±S		n=3	±S	n=5	±S	n=8	±S
6	1,53	12	6	3,5	10	0,5	10	1
1,5	—	1,5	2	1	—	—	—	—
47	14,5	75	76	39	—	—	—	—
24	8,0	32	80	15	—	—	—	—
325	65	140	265	32	260	54	260	89
240	113	170	310	56	170	29	150	41
24	4,7	18	23	3,6	20	2,9	26	4
95	13	88	31	15	190	208	99	78
15	—	—	11	6	—	—	—	—
13	3,1	15	17	4,4	11	1,6	14	4,1
150	33	135	285	57	87	15	145	17
9800	—	8100	7750	—	8600	—	15 200	—
1320	—	960	885	—	1800	—	2 130	—
205	45	220	135	25	370	85	425	36
190	119	58	16	4	55	8	50	16
41	6	31	22	1,5	54	3,6	48	5
440	108	190	105	6	135	50	70	34
175	—	181	130	—	—	—	—	—
0,07	—	0,23	0,3	—	—	—	—	—
0,74	—	1,21	1,2	—	0,9	—	0,6	—
4,6	—	1,9	0,7	—	1,0	—	1,0	—
2,3	—	3,3	6,6	—	2,5	—	1,4	—
2,9	—	1,4	0,4	—	1,6	—	0,5	—
11,5	—	9,0	16,8	—	7,9	—	10,4	—

Окончание табл. 3

Компонент	Празинитовая серия										
	Диабазы		Базальты		Андезитоба- зальты		Андезиты		Риолиты		
	n=4	±S	n=3	±S	n=3	±S	1	2	n	S	3
B	12	2,5	11	2	9	3,5	11	34	8	2,2	22
Be	1	—	—	—	—	—	—	4	—	—	2
Li	23	9	34	12	29	—	14	54	13	—	24
Rb	9	6	26	16	17	—	5	125	10	—	110
Sr	365	111	300	87	125	92	105	230	57	16	27
Ba	62	23	73	31	35	19	50	830	46	37	360
Ga	22	7,5	17	3,2	19	1,2	18	21	20	2,5	19
Cu	64	48	49	25	215	155	34	20	45	54	16
Pb	8	8	—	—	7	2	10	30	14	8	11
Nb	11	8	11	2	10	2	12	25	12	4,3	14
Zr	87	71	63	15	88	23	102	150	150	40	180
Ti	7000	—	7300	—	10 500	—	4350	4430	2500	—	2550
Mn	1500	—	1550	—	1550	—	1400	850	750	—	460
V	280	63	290	61	285	12	46	46	29	10	28
Ni	98	69	98	62	18	12	5	20	8	—	19
Co	33	8	34	2	27	7	10	13	9	3	11
Cr	265	177	295	270	29	17	12	75	26	20	28
K/Rb	367	—	254	—	270	—	332	200	237	—	208
Rb/Sr	0,03	—	0,09	—	0,14	—	0,05	0,54	0,18	—	4,05
Ba/Sr	0,2	—	0,24	—	0,28	—	0,48	3,6	0,81	—	13
Ni/Co	3,0	—	2,9	—	0,7	—	0,5	1,5	0,9	—	1,7
Cr/Ni	2,7	—	3	—	1,6	—	2,4	3,8	3,3	—	1,5
Cr/Zr	3,1	—	4,7	—	0,3	—	0,12	0,5	0,17	—	0,16
Zr/Nb]	7,9	—	5,7	—	8,8	—	8,5	6,0	12,5	—	12,8

Примечание. Г — гарцбургиты, П — пироксениты, А — андезиты, Д — дациты, КР — высококальцевые риолиты.

серии выделяются две линии развития, связанные, с одной стороны, с толеитовой или известково-щелочной серией, с другой — с высококальцевой серией. Гораздо яснее выражена корреляция по Rb (здесь опять имеется два тренда празинитовой серии) и Zr (рис. 5). Яснее всего различия

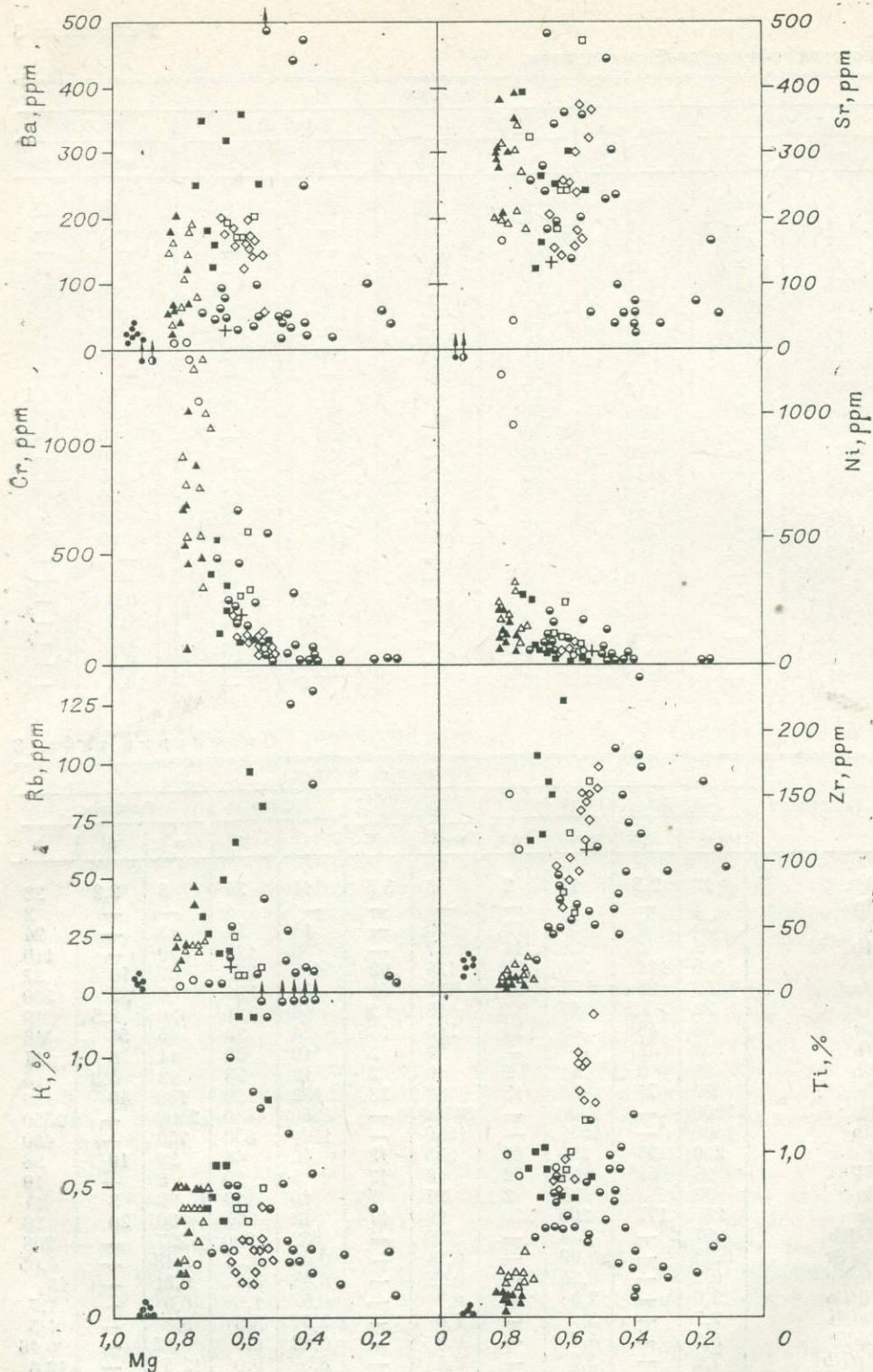
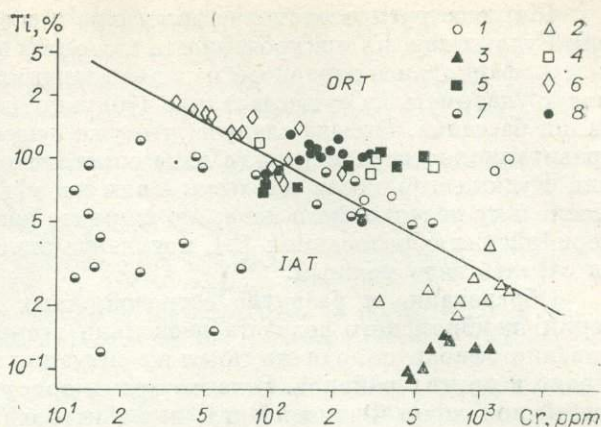


Рис. 5. Корреляционная диаграмма Mg — Ba, Sr, Cr, Ni, Rb, Zr, K, Ti.
Усл. обозн. см. на рис. 3.

выражены в случае хрома, немного меньше — в случае никеля. На диаграмме Mg/K (см. рис. 5) офиодитовая и hm-серии, с одной стороны, и празинитовая, с другой, имеют противоположные тренды. Первым присуща положительная корреляция Mg и K, вторым — отрицательная. Следует

Рис. 6. Корреляционная Sr/Ti-диаграмма [по Пирсу, 1975] офиолитовой ассоциации.

1 — пироксенит; 2 — габбро; 3 — высокоглиноземистые габбро; 4 — диабазы (дайковый комплекс); 5, 6 — *hm*-серия (амфиболитов и ленточных гнейсов), Франкенберг (7) и Вильденфельс (8); 7 — празиновая серия; 8 — эклогиты.



подчеркнуть наличие трех трендов дифференциации (ТН, СА и SHO) в празиновой серии.

На диаграмме Sr — Ti, по [12], пироксениты и диабазы офиолитовой серии попадают в поле океанических базальтов (ORT), а оба типа габбро — в поле островодужных толеитов (IAT) за счет их крайней обедненности титаном (рис. 6). Породы *hm*-серии, как и эклогиты, в основном попадают в поле океанических толеитов. В отличие от них, все породы празиновой серии оказываются в поле островодужных толеитов.

В целом приведенные данные указывают на океанический характер офиолитовой и *hm*-серий, а также эклогитов, и островодужный — пород празиновой серии.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Исходя из петрохимических данных и геологической позиции обсуждаемых образований, нетрудно сделать заключение о наличии в районе полной офиолитовой ассоциации вместе с ассоциирующими магматитами островодужного типа. Соответственно следует признать существование океанического этапа развития в Средней Европе в верхнем рифее. Этот «палеоокеан» располагался между Североатлантической и Афро-Аравийской плитами (или кратонами, континентами). Возможно, он соответствует «Кельтийскому океану» Кюнье и Райта [2].

Существование по крайней мере двух параллельно простирающихся зон с офиолитами в Центральной Европе (одна зона — Центрально-Саксонский линеймент и его возможное продолжение в Словенских горах, другая — Пражская мульда и кристаллический фундамент Летовице) и их вероятного продолжения до массива Дзирула может указывать на существование системы окраинных морей и тыловодужных бассейнов с относительно скромным открытием в целом (порядка 200—500 км в ширину). Начало спрединга последальпийское, примерно раннекадомское. На это указывают: К — Аг датировка габбро офиолитовой серии (730 млн. лет) и Rb/Sr изохрона «варисидийских» инициальных образований (705 млн. лет) при отношении $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7027 \pm 0,0002$ [5]. Низкая начальная Sr-величина указывает на истощенную мантию в качестве исходного материала офиолитов, что хорошо коррелируется с низкими содержаниями титана и циркония в габбро.

По всей вероятности, океаническое развитие со спредингом было относительно коротким, эпизодическим процессом, который закончился к концу верхнего рифея и сменился процессом сжатия. Связанная со сжатием обдукция офиолитовой серии, вероятно, завершилась примерно 600 млн. лет назад, что доказывают перекрывающие ее вендские осадки. Верхние части океанической коры (слои 1 и 2) соответствуют *hm*-серии у Франкенберга и Вильденфельса.

Широкое распространение эклогитов в верхней части пресницкой серии Рудных гор, их приуроченность к слоям в виде изолированных блоков и петрофациальное неравновесие с вмещающими гнейсами и амфиболитами могут указывать на существование субдукционной зоны во время схлопывания бассейна. Отсюда следует, что уже существовавшие эклогиты были гравитационно перемещены (в виде олистолитов) в район осадконакопления Рудных гор после их выжимания из области субдукционной зоны. Поскольку недавно было доказано широкое развитие олистостром в верхнерифейских образованиях [8], появление эклогитов в такой форме нельзя считать невозможным.

Образование и развитие островодужных магматитов (празинитовая серия) кембрийского возраста несколько оторвано во времени от формирования офиолитов, однако такая же ситуация характерна для Полярного Урала и других районов. В то же время присутствие андезитов в верхнерифейской серии Франкенберга, как и петрохимические особенности других пород этой серии, указывает на более раннее начало развития островодужного магматизма в данном регионе.

С учетом вышеописанного, Центрально-Саксонская линеamentная зона — шов верхнерифейского бассейна с океанической корой (тыловодужный бассейн или окраинное море) и в то же время реликт палеосубдукционной зоны, на которой и в вариссийское время происходили движения. Они, с одной стороны, проявлялись в качестве интенсивной тектоники надвигания, с другой — тыловых растяжений с образованием узких внутриконтинентальных геосинклинальных трогов, связанных с внедрением инициальных магматитов неокееанического характера [23] в обрамлении Франкенбергского срединного массива. Распространенный на юго-западе (Вильденфельс, Фогтландский синклиниорий, Восточная Тюрингия) до региона Мюнхбергского массива инициальный вариссийский магматизм позднего девона также приурочен к Центрально-Саксонской линеamentной зоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Beccalova L. G., Macciotta G. B., Piccardo G. B., Venturelli G. Le rocce gabbriiche dell'Appennini centro-settentrionale. II. Le caratteristiche chimiche. — *Ofioliti*, 1976, v. 1, p. 107—126.
2. Congé J., Wright A. E. L'Orogène Cadomien — 26e Congrès Géol. Intern. Paris, Colloque C6, 1980, p. 29—55.
3. Dickinson W. R. Evidence for plate-tectonic regimes in the rock record. — *Amer. J. Sci.*, 1973, v. 272, p. 551—576.
4. Dobretsov N. L., Kazak A. P., Moldavantsev Yu. E. e. a. Correlation of petrographic-mineralogic characteristics of ophiolites and metamorphic rocks of Arctic Ural (in Russian). — In: *Petrology and metamorphism in ancient ophiolites*. Novosibirsk, 1977, p. 92—126.
5. Fiala F. Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika splitů. — *Sborn. geol. ved. Geologie, Praha*, 1977, v. 30, p. 5—247.
6. Kesson S. E. The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics, Southeastern Australia — Evidence for Mantle heterogeneity. — *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1973, v. 42, p. 93—108.
7. Kurze M. Die tektonisch-fazielle Entwicklung im Nordostteil des Zentral-sächsischen Lineaments. — *Freiberger Forschungshefte*, Leipzig, 1966, C 201, S. 3—89.
8. Lobst R. Zur Lithologie oberproterozoischer reliktscher Paragneise des mittleren Erzgebirges. — *Freiberger Forschungshefte*, Leipzig, 1969, C 251, S. 1—130.
9. Mathé G. Die Metabasite des sächsischen Granulitgebirges. — *Freiberger Forschungshefte*, Leipzig, 1969, C 251, S. 1—130.
10. Neumann W., Wiefel H. Der Schiefermantel des sächsischen Granulitgebirges, lithostratigraphisch — lithofaciell gegliedert. — *Z. Geol. Wiss.*, Berlin, 1978, v. 6, S. 1409—1438.
11. Ninkovich D., Hays J. D. Mediterranean island arcs and origin of high potash volcanoes. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1972, v. 16, p. 332—345.
12. Pearce J. A. Basalts geochemistry used to investigate past tectonic environment on Cyprus. — *Tectonophysics*, 1975, v. 25, p. 41—67.
13. Pearce J. A. Statistical analysis of major elements patterns in basalts. — *J. Petrol.*, 1976, v. 17, p. 15—43.
14. Pearce T. H., Gorman B. E., Birkett T. C. The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagram: a method for discriminations between oceanic and nonoceanic basalts. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1975, v. 24, p. 419—427.

15. Pilot J., Rank G., Rösler H. J., Schlichting M., Werner C.-D. Sr-Isotopenuntersuchungen (Rb — Sr — Systematik) an initialen Magmatiten der DDR.— Freiburger Forschungshefte, Leipzig, 1981, C 360, S. 133—142.
16. Serri G. The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types.— Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 52, p. 203—212.
17. Thalheim K. Geochemische und mineralogische Untersuchungen an Mineralen aus Ultramafititen des Granulitgebirge. Studienarbeit Bergakademie Freiburger, 1979.
18. Weg O. Die zwischengebirgische Prasinitzscholle bei Hainichen — Berbersdorf.— Abh. Sächs. Geol. Landesamt, Leipzig, 1931, v. 11.
19. Werner C.-D. Proterozoische Metabasite im sächsischen Grundgebirge (DDR) — Sammelband «Ophiolithe» der PK 1X, UK 2. Moskau, 1979.
20. Werner C.-D. Outline of the evolution of the magmatism in the GDR.— In: Ophiolites and initialites of northern border of the Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, p. 17—68.
21. Werner C.-D. Sächsischen Granulitgebirge — Saxonian Granulite Massif.— In: Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. Potsdam — Freiberg, 1981, p. 129—161.
22. Werner C.-D. Zur Paragenese von Ultrabasiten im Saxothuringikum der DDR.— Freiburger Forschungshefte, Leipzig, 1982, C 374, S. 17—27.
23. Werner C.-D. Ophiolites and initialites — a comparing reflection.— Veröff. Zentralinst. Phys. der Erde, Potsdam, 1982, v. 73, p. 55—64.
24. Zonenshain L. P., Kuzmin M. I. The Khan-Taishir ophiolitic complex of Western Mongolia, its petrology, origin and comparison with other ophiolitic complexes.— Contrib. Mineral. Petrol., 1978, v. 67, p. 95—109.

3. Мисарж

РИФЕЙСКИЕ И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ЧЕШСКОГО МАССИВА (ЧССР)

Положению в структуре Чешского массива основных и ультраосновных пород было посвящено несколько специальных работ. Например, В. Зоубек [69, 70] разделяет основные и ультраосновные породы Молданубикума и его окружения. Автор же [27, 29, 55] различает их по структурной позиции, морфологии тел и по приуроченности к разным структурным этажам Чешского массива. Более детальные работы посвящены характеристике отдельных тел, например перидотитов и серпентинитов [58, 59], перидотитов моравской части Молданубикума [63, 64], а также перидотитов средней части его разреза. Проблемы вулканизма Саксо-Тюрингской зоны Чешского массива освещены в работах [10—13, 41, 55, 58 и др.].

Геолого-геохимические статьи касаются Ранского массива [2, 27], летовицких метаофиолитов [18, 33] или корреляции отдельных массивов метабазитов и габбро [34]. Ряд сведений можно найти также в обобщающих работах по тектонике [70, 7, 19, 9, 53, 32].

Из главных зон европейских герцинид на территории ЧССР располагается Молданубикум с прилегающими Кутногорско-Сватецкой, Саксо-Тюрингской и Реногерцинской зонами. Основными палеотектоническими границами этих зон служат Перимолданубицкий линеамент, разделяющий зоны Молданубикума и Саксо-Тюрингскую [70], а также Моравско-Силезская зона разлома, отделяющая обе эти зоны от смежных структур [32]. Моравско-Силезский линеамент представляет собой важнейшую структуру Чешского массива как тектоническая граница окраины древнего континента. К западу от него усматриваются эквиваленты Центрально-Немецкого кристаллического массива, представлявшего в девоне и нижнем карбоне поднятие у южной активной окраины герцинид.

ОФИОЛИТЫ И РОДСТВЕННЫЕ ИМ ПОРОДЫ В ОБРАМЛЕНИИ ЧЕШСКОГО МАССИВА

На север от зоны Молданубикума впервые выделены Среднечешская, Крушногорская и Лугицкая подзоны Саксо-Тюрингской зоны [32], сформировавшейся в основном в течение рифейского (кадомского) и герцинского геотектонического циклов. Фундаментом кадомских отложений могут быть глубокометаморфизованные породы, встречающиеся, например, в Саксонском гранулитовом массиве, в Сосьих горах или Молданубикуме.

Офиолиты кадомского структурного этажа. Кадомский структурный этаж слагает существенную часть Саксо-Тюрингской зоны. На отдельных участках, в большинстве случаев несогласно, на отложениях кадомского времени залегают палеозойские породы. Примером могут служить Баррандиенская котловина и Железные горы, где кембрий ($O_1?$) несогласно налегает на граувакки и сланцы. В Крушных горах ситуация сложнее. Здесь выделяется пограничная арцбергская серия, имеющая условно рифей-палеозойский возраст. В горах Крконоше также известно несогласие между ордовиком и более древними, вероятно рифейскими, образованиями.

Саксо-Тюрингская зона морфологически распадается на ряд депрессий и поднятий, сформировавшихся в заключительные стадии герцинского геотектонического цикла. Наиболее крупная депрессия — Среднечешская, в которой местами сохранился кембро-среднедевонский структурный этаж [32]. Осевая линия этой структуры дугообразно простирается от окрестностей г. Домажлице через Баррандиенскую котловину на территорию Восточной Чехии, оканчиваясь между горами Забржег и Летолице (рис. 1). Крупными поднятиями являются Крушные и Орлицкие горы. В их северных частях (особенно в Крушных горах) в течение герцинского геотектонического цикла возникли продольные депрессии, выполненные палеозойскими отложениями ($\epsilon(O_1?) - C_1$). В депрессиях Лугицкой подзоны чаще сохраняются нижнепалеозойские ($\epsilon - D_1$) отложения.

Кадомские (рифейские) офиолитовые комплексы развиты в нескольких областях Саксо-Тюрингской зоны [28, 33]. В ЧССР это марианско-лазеньский метаофиолитовый комплекс и Староместская офиолитовая зона. К этой группе также относятся офиолитовый комплекс Центрально-Саксонского линеамента в ГДР и, вероятно, офиолиты в обрамлении Сосьих гор в Польше. К габброидному комплексу офиолитов могут быть отнесены Кдынский габбровый и Ранский габбро-перидотитовый массивы. Вулканыты, широко распространенные в рассматриваемой зоне, принадлежат к спилит-кератофировой ассоциации. Они переслаиваются с эвгеосинклинальными граувакками и пелитами. Среди них ни кумулятивный габбро-ультрабазитовый, ни нижний ультрабазитовый (тектониты перидотитов) комплексы не получили широкого развития.

Марианско-лазеньский метаофиолитовый комплекс располагается на границе Тепельского плато и Славковского леса [56, 58]. От Хебской и Таховской котловин он отделен двумя разломами — Литомержицким и перпендикулярным к нему Марианско-Лазеньским. В блоке, где развиты офиолиты, преобладают структуры северо-восточного — юго-западного направления. Этому направлению следуют расположение и удлинение ультрабазитовых тел и простирание метаосадков (известняки, парагнейсы), а также Литомержицкий разлом и гравитационная ступень, разделяющие весь блок на западную и восточную части (см. рис. 1). Западная часть меньше по размерам. К их границе приурочено главное тело серпентинитов. Время образования офиолитов — вероятно, верхний протерозой (рифей), судя по возрасту амфиболитов, — 575 млн. лет.

Марианско-лазеньский комплекс имеет симметрично-зональное строение, которое нарушают тела серпентинитов и ортогнейсов. В центральной зоне развиты эколгиты, кислые ортогнейсы, кератофиры, далее различные амфиболиты. На южном краю располагаются габбро и известняки.

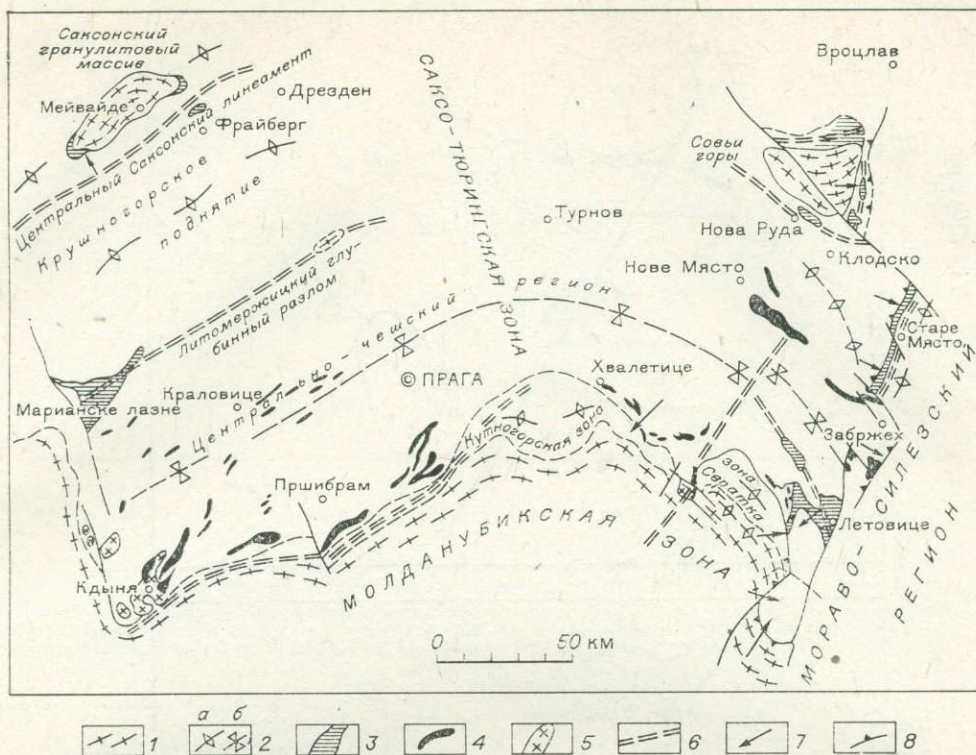


Рис. 1. Обзорная структурная карта Саксо-Тюрингской зоны. Показаны положение офиолитовых комплексов и главные местонахождения основных вулканитов.

1 — Молданубийская область; 2 — оси поднятий (а) и депрессий (б); 3 — рифейские офиолитовые комплексы; 4 — рифейские основные вулканиты; 5 — габбро-перидотитовые массивы; 6 — глубинные разломы; 7 — направления главных тектонических перемещений; 8 — Мораво-Силезийская разломная зона (Мораво-Силезийский линеймент).

Многообразие амфиболсодержащих метаморфитов [56] обусловлено различиями в составе исходных пород и в степени их метаморфических преобразований. Различия в интенсивности метаморфизма отражаются в зональном строении комплекса. Максимум давления и температуры, по-видимому, приходился на осевую часть комплекса, в стороны от нее значения этих параметров уменьшились, с чем согласуется распределение акцессорного рутила и титанита в породах комплекса. Различия в составе исходных пород, подвергавшихся метаморфизму, частично устанавливаются по некоторым признакам. Среди амфиболитов имеются разновидности с реликтовой порфиоровой и амигдалоидной структурами. По характеру структур и соотношению Fe_2O_3/FeO можно предположить, что примерно половина исходных пород была эффузивами и столько же принадлежало к гипабиссальным интрузиям (рис. 2).

Судя по петрохимии и геохимии пород, серпентиниты марианско-лазеньского комплекса образованы по альпинотипным гипербазитам или соответствующим им породам Среднеатлантического хребта и представляют, вероятно, материал мантии [21]. В амфиболитах и метабазитах по сравнению с толеитовыми базальтами более высоки концентрации V, Cr, Ni и низки — Co. Содержания рудных элементов близки к толеитам. На основании всех данных сделан вывод, что большинство пород рассматриваемого комплекса принадлежало к толеитовой серии, лишь их небольшая часть была представлена щелочными базальтами.

По характеру ассоциации пород и петрохимии метабазитов марианско-лазеньский комплекс принадлежит к группе метаофиолитов. Его можно сопоставить с такими офиолитовыми ассоциациями, как, например, Бей-оф-Айлендс [34].

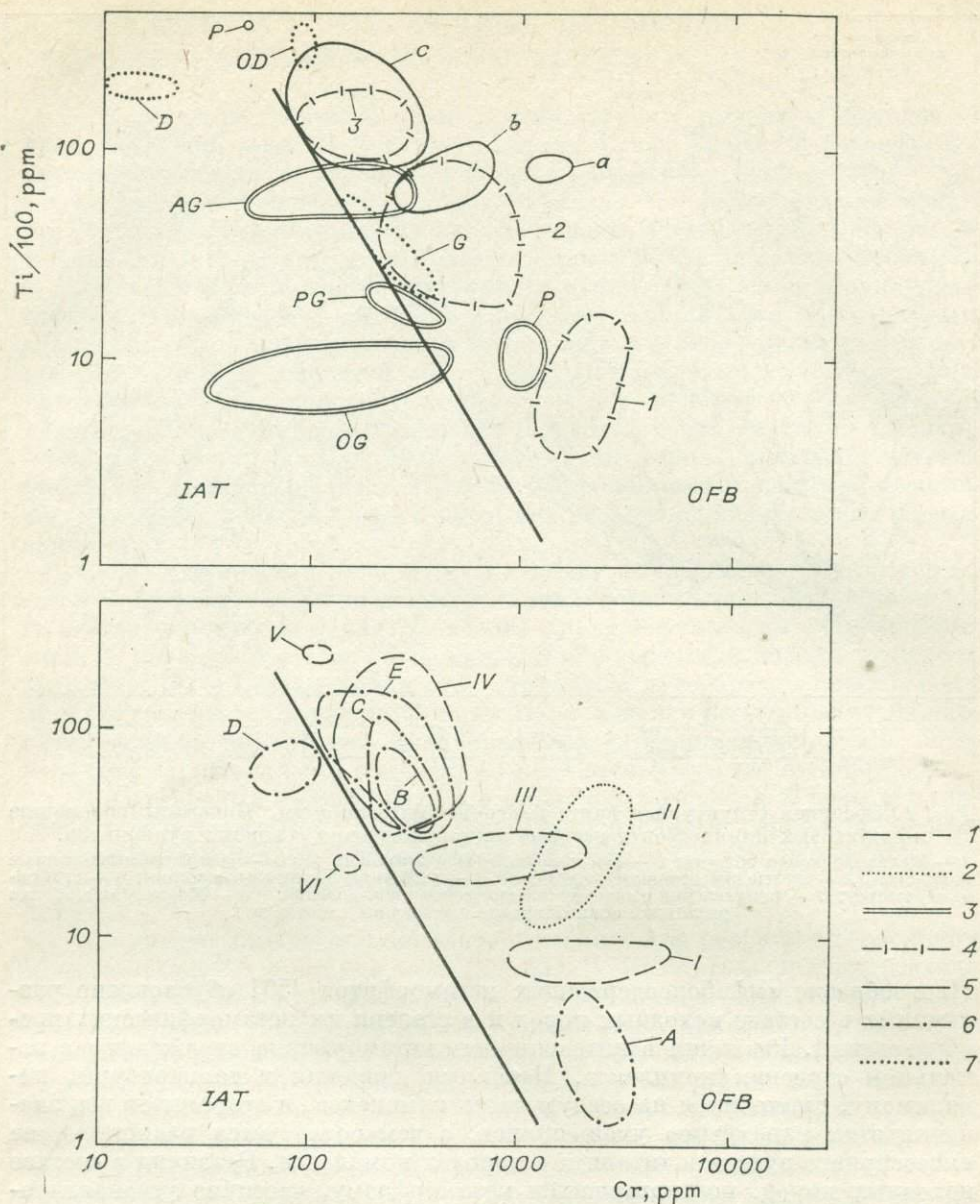


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма $Ti/100 : Cr$.

1 — летовицкий метафиолитовый комплекс; 2 — ультраосновные породы Рубанинской синформы летовицкого комплекса, по [34] (I, II — ультраосновные породы Летовицкой (I) и Рубанинской (II) синформ, III — метагаббро, IV — амфиболиты, V — метадиабазы, VI — цоизитовые амфиболиты); 3 — Ранский габбро-перидотитовый массив, по [55] (P — перидотиты и троктолиты, OG — оливиновые, PG — пироксеновые, AG — амфиболовые габбро); 4 — Соботкинский амфиболитовый массив [по 19] (I — серпентиниты, II — метагаббро, габбро-амфиболиты, III — амфиболиты); 5 — Есеницкий амфиболитовый массив [по 19] (a — актинолитовые породы, b — метагаббро и габбро-амфиболиты, c — амфиболиты); 6 — марианско-лазенский амфиболитовый комплекс [по 56] (A — ультраосновные породы, B — габбро, C — эклогиты, D — лейкократовые амфиболиты, E — амфиболиты и гранатовые амфиболиты); 7 — кдынский габброидный комплекс (G — габбро, OD — оливиновый диорит, P — перидотит, D — диорит).

Летовицкие метафиолиты служат, вероятно, составной частью Моравско-Силезской метафиолитовой зоны [29], протягивающейся через Забржегскую и Староместскую зоны до Совьих гор в ПНР. Положение летовицких метафиолитов нужно рассматривать в рамках строения одноименной зоны и прилегающей к ней северной части Моравской зоны, сложенной слюдяными сланцами. По представлениям Д. Боус и соавторов [3], Моравская и Летовицкая зоны в тектоническом плане едины. Анализ геофизических данных и структурных особенностей метафиолитов, рас-

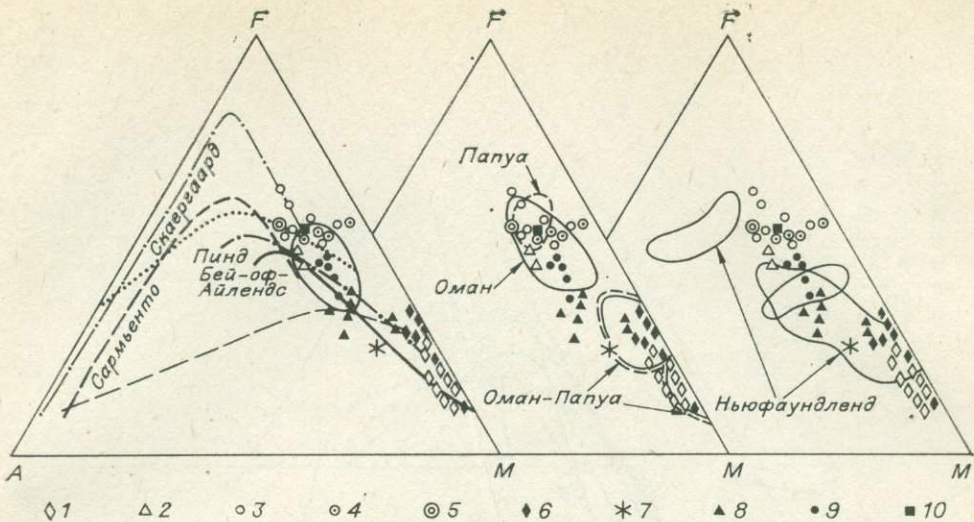
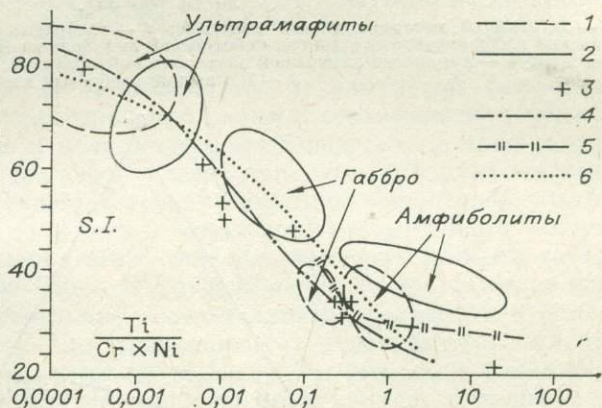


Рис. 3. Горные породы летовицкого метаофиолитового комплекса в сравнении с породами других офиолитовых комплексов [по 19].

1—5 — горные породы Летовицкой синформы: ультраосновные породы (1), габбро (2), амфиболиты (3), гранатовые амфиболиты (4), основные жилы (5); 6—10 — породы Роубанинской синформы: ультраосновные породы (6), оливиновые (7) и амфиболовые (8) габбро, 9 — амфиболиты, 10 — метадолериты.

Рис. 4. Полулогарифмическая диаграмма (S. I) — $Ti/Cr \times Ni$ для метаофиолитов летовицкого комплекса [по 19, 33] в сравнении с офиолитами Центрального Саксонского линеамента (по [66]).

1, 2 — породы Летовицкой (1) и Роубанинской (2) синформ; 3 — офиолиты Центрального Саксонского линеамента; 4—6 — дифференциационный тренд офиолитов Бей-оф-Айлендс (4), Сараменто (5) [по 49] и Пинд (6). (S. I.) = $100 \frac{MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}$



пространенных в Летовицкой и Роубанинской синформах, позволяет предполагать их петрогенетическую общность [28, 33]. Осевые линии обеих синформ простираются с северо-запада на юго-восток. Летовицкая синформа замыкается на юго-востоке у края Босковицкой борозды, а на северо-востоке в виде сигмоидальной полосы наращивает толщу слюдястых сланцев Моравской зоны. Роубанинская синформа, отделенная от Летовицкой узкой антиформой, представляет часть более крупной синформы — Забржегской. Обе синформы содержат основные и ультраосновные породы, отличающиеся по петрохимическим показателям.

В Летовицкой синформе наиболее распространены метаультрабазиты и амфиболиты. Гипербазиты представлены перидотитами либо нацело серпентинизированными дунитами. Первые локализуются в юго-западном, а вторые — в северо-восточном крыльях вблизи основания синформы. Среди амфиболитов выделяются плагиоклазовые, гранатовые, произитовые и полосчатые разновидности. Последние известны в местечке Богунов. Среди плагиоклазовых амфиболитов в ряде мест встречены средне- и грубозернистые габбро-пегматиты и метагаббро, метаморфизованные в одинаковой степени с вмещающими породами.

Геохимические исследования [19] показали, что ультрабазиты летовицкой синформы хорошо коррелируются с офиолитами лерцолитового типа, например метаперидотитами массива Пинд. Амфиболиты с сохранив-

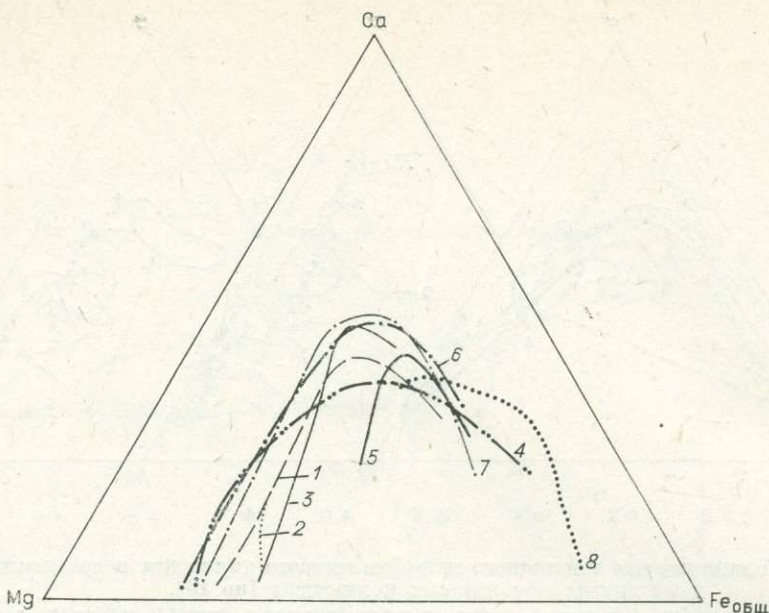


Рис. 5. Дифференциационные тренды офиолитов и габброидных массивов Саксо-Тюрингской зоны Чешского массива и амфиболитовых массивов Мораво-Силезской области [по 34].

1 — леговицкий метаофиолитовый комплекс; 2 — ультрабазиты Леговицкой синформы; 3—5 — Ранский габбро-перидотитовый (3), Соботинский амфиболитовый (4) и Саницкий амфиболитовый (5) массивы; 6 — марианско-лазеньский метабазитовый комплекс; 7 — офиолитовый комплекс Пинд; 8 — Кдыньский габбровый массив.

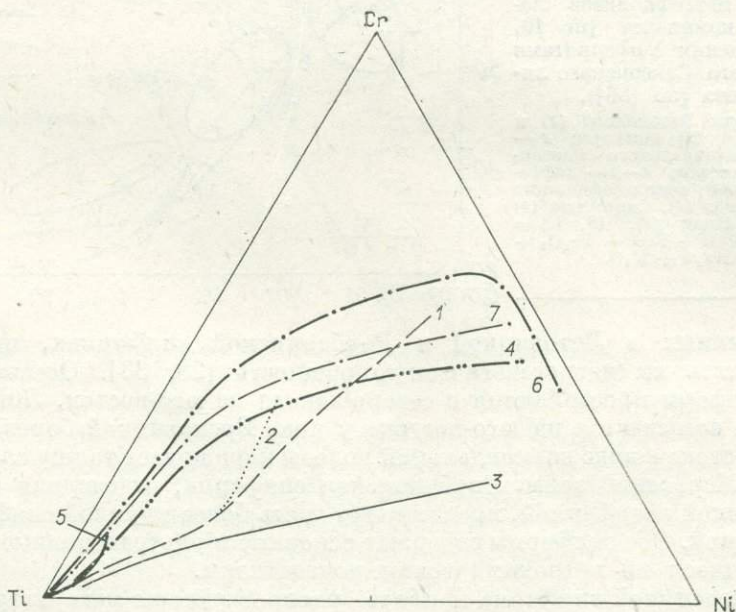


Рис. 6. Диаграмма Ti — Ni — Cr для офиолитовых и габбровых массивов.

1 — леговицкий метаофиолитовый комплекс; 2 — ультрабазиты Рубанинской синформы; 3—5 — Ранский габбро-перидотитовый (3), Соботинский амфиболитовый (4) и Есеницкий амфиболитовый (5) массивы; 6 — марианско-лазеньский метабазитовый комплекс; 7 — офиолитовый комплекс Пинд.

шимися кое-где габбровыми структурами также хорошо сопоставляются по химизму с габбро этого массива. Распределение главных и редких элементов в гранатосодержащих и полосчатых амфиболитах имеет сходный с верхними габбро этого массива характер. Цоизитовые амфиболиты по химизму соответствуют толеитовым базальтам островных дуг, долеритам и спилитам офиолитового комплекса Пинд (рис. 3).

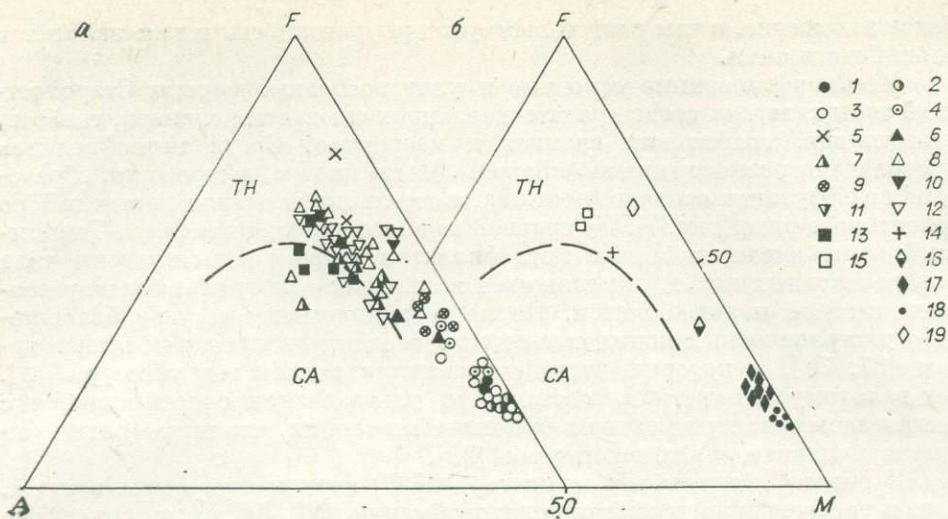


Рис. 7. Диаграмма AFM для Соботинского, Есеницкого амфиболитовых массивов [по 17] (а) и ультраосновных и основных пород Староместской зоны и некоторых пород из области Крконош [по 12, 38] (б).

1—8 — породы Соботинского массива: серпентиниты (1), тальковые сланцы (2), актинолититы (3), хлоритовые сланцы (4), эпидотовые породы (5), метагортлендиты (6), габбро-амфиболиты (7), амфиболиты (8); 9—13 — породы Есеницкого массива: актинолититы (9), метагортлендиты (10), габбро-амфиболиты (11), амфиболиты (12), полосчатые амфиболиты (13); 14, 15 — метабазиты Крконошской области (14) и Староместской зоны (15); 16 — серпентинизированные верлиты Крконоша; 17 — серпентинизированные перидотиты Староместской зоны; 18 — ультрабазиты Совых гор [по 52]; 19 — гранатовый пироксенит Быстрицы Горней в ПНР.

По-иному коррелируются метаофиолиты рубанинской синформы. По их положению в разрезе, петрографическим и геохимическим признакам серпентинизированные и полевошпатовые перидотиты и пироксениты этой синформы представляют собой ультраосновную зону кумулятивной серии офиолитов, об этом свидетельствует присутствие в некоторых ультрабазитах полевых шпатов, а в них — прослоев троктолитового состава (рис. 4). Большая часть пород этого типа соответствует нижним габбро офиолитовой серии массива Пинд. В Рубанинской синформе также найдены метадиабазы, по химическому составу близкие долеритам и спилитам этого же массива [19]. При сравнении с трендом дифференциации офиолитов Пинда (см. диаграмму Ca — Mg — Fe, рис. 5) устанавливается, что летовицкая офиолитовая серия не была полной. Породы ее по распространению главных элементов больше всего похожи на офиолиты Соботинского и марианско-лазенского комплексов [34]. Характер распределения Cr, Ti, Ni и V (см. рис. 4; рис. 6) показывает, что ультраосновные породы летовицкого комплекса обогащены хромом (в некоторых случаях Ni), а основные — Ti или V (см. рис. 6).

Староместская офиолитовая зона представляет собой северное продолжение Рубанинской синформы, в котором располагается забржегская серия. Вулканиды забржегской серии наращивают зеленокаменно-метаморфизованные основные породы в южном крыле Орлицко-Кладской антиформы. В окрестностях с. Штитов, где замыкается Орлицко-Кладская брахиантиклиналь, на забржегскую серию надвинуты слюдястые сланцы староместской серии, которая бесспорно является частью Моравско-Силезской офиолитовой зоны [28]. Линейное строение Староместской зоны определяется ее положением у восточного тектонического края Орлицко-Кладской антиформы. Сюда протягивается с юга зона Моравско-Силезского разлома, служащая границей Моравско-Силезской офиолитовой зоны, отделяющей последнюю от Молданубикума и Саксо-Тюрингской зоны. Внутренняя структура зоны изоклинально-складчатая, осложненная многочисленными покровами, наиболее типичные представители которых — Рамзовский (у с. Рамзова) и Нызнеровский (в окрестностях сел Велке Врбно и Нызнеров) надвигов. Некоторые из надвигов имеют глу-

бокое заложение, о чем свидетельствует приуроченность к ним экологов альпийского типа.

Метаморфизованные основные и ультраосновные породы Староместской зоны залегают среди гранатосодержащих слюдястых сланцев, гнейсов, известняков, графитовых сланцев и кварцитов. Среди метаофиолитов преобладают разного типа амфиболиты. Часть из них, несомненно, образована по эффузивам основного состава, а остальные возникли за счет габбро толеитового ряда (рис. 7). По сравнению с метаофиолитами Саксо-Тюрингской зоны в староместских метаофиолитах шире распространены тела ультраосновных пород, находящихся в аллохтоне на границе между поясами гнейсов и амфиболитов. По петрографическому составу большинство ультраосновных пород относится к серпентинизированным лерцолитам [37, 38], в которых часто сохраняются полосчатые текстуры [2]. По валовому химическому составу эти ультрабазиты сопоставляются с комплексом метаперидотитов в офиолитовых сериях, что также подтверждается наличием в них родинитов [29].

В обрамлении глыбы Сovieх гор (ПНР) представлен почти полный, хотя и расчлененный разрез офиолитовой серии ([22, 39], см. также статью В. Нарембски и А. Майеровича в наст. сборнике). Эти офиолиты, как и офиолиты в зоне Центрально-Саксонского линеамента (ГДР) (см. статью К.-Д. Вернера в наст. сборнике), рассматриваются лишь в целях геохимической и палеотектонической корреляции. Поскольку имеется достаточно геохимических данных [65], есть возможность уверенно сопоставить их с метаофиолитами леговицкого комплекса [19, 33]. Гипербазиты последнего почти идентичны ультраосновным породам Центрально-Саксонского линеамента (см. рис. 4), а те и другие близки к породам истощенной мантии. Из материалов той же работы [65] следует, что некоторые габбро рассматриваемого офиолитового комплекса соответствуют кумулятивным габбро Роубанинской синформы. Центрально-саксонские офиолиты интерпретируются как совокупность покровов, выжатых по одноименному линеamentу по границе Саксонских Гранулитовых гор. Их рифейский возраст однозначно определяется несогласным перекрытием покровов вендскими и палеозойскими формациями [66, 67].

Габбро-перидотитовые массивы. У южной окраины Саксо-Тюрингской зоны на ее границе с зоной Молданубикума располагаются Ранский и Кдыньский верхнепротерозойские габбро-перидотитовые массивы. Их размещение контролируется узлами пересечения тектонических нарушений северо-восточного и юго-западного направления. Одна из особенностей этих массивов — их связи с глубокоководным вулканизмом в соседних структурах. Устанавливается прямое отношение Кдыньского плутона к рифейской спилит-кератофировой ассоциации Баррандиенской котловины. Ранский концентрически зональный интрузив [55] примыкает к верхнепротерозойским вулканитам Глинской зоны [27, 57].

Ранский габбро-перидотитовый массив находится на границе Молданубикумской и Кутногорской зон в узле пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направления [27]. Большую роль также играли тектонические нарушения меридиональной ориентировки [57], как, например, Пржибыславская зона милонитов, перекрытая более молодым Йиглавским прогибом. Вмещающими для массива служат метаморфические породы Кутногорской зоны, среди которых преобладают двуслюдяные гнейсы и амфиболиты. С юго-востока к массиву примыкают верхнепротерозойские метаморфические сланцы (филлиты, кварциты, метавулканиты) Глинской зоны.

Характер дифференциации массива обсуждался в [27, 30], а его геохимическая специализация — в [2]. Исходная для массива толеитовая магма, вероятно, претерпела два этапа дифференциации. Первичная магма, образованная на уровне поверхности Мохо, вначале фракционировала в промежуточном магматическом очаге путем отсадки оливина. Здесь возникли дуниты, перидотиты и богатые оливином габброиды с кумулятивными структурами. Из остаточного расплава формировались

бедные оливином и безоливиновые, а также амфиболовые габбро. Наиболее кислыми дифференциатами являются габбро-диориты с амфиболом и биотитом. Пироксеновые габбро имеют интрузивные контакты с вмещающими породами, оказывают на них контактное воздействие и сами изменены в эндоконтактах. Интрузивное происхождение этих габбро подтверждается присутствием в них многочисленных ксенолитов кристаллических сланцев, сходных по составу с окружающими массив породами.

Картина дифференциации Ранского массива отражает распределение в нем макро- и микроэлементов [2]. Породы, образовавшиеся в раннюю стадию, когда возникли кумулятивные дуниты, перидотиты, троктолиты, обогащены Ni, Cr, Co, а также Cu и Zn. Продукты этой стадии геохимически резко отличаются от пород, сформировавшихся позже. Оливиновые габбро, содержащие в кумулусе оливин, сходны с перидотитами и троктолитами по уровню содержаний K, Rb, Ti, V, имеют сходные с ними нормализованные кривые распределения редкоземельных элементов, но концентрации в них Cr, Co, Ni и Zn ниже. Породы следующей стадии кристаллизации (безоливиновые, главным образом пироксеновые габбро) кристаллизовались после отсадки главной массы оливина уже из обогащенной редкими элементами (Sc, Ti, V, K, Rb, Cs, Ba) остаточной магмы. Содержание этих элементов увеличивается в ряду пироксеновое габбро — пироксен-амфиболовое габбро. По концентрациям редких элементов устанавливается, что амфиболовые габбро и габбро-диориты служат крайними членами ряда дифференциации базитового расплава Ранской интрузии.

Положение *Кдыньского массива* определяется пересечением двух структурных направлений: северо-восток — юго-запад и север — юг. В северо-восточном направлении вытянуты тела габбро-амфиболитов, относящихся к этому комплексу, среди верхне-протерозойских метавулканитов основного состава. Они приурочены к Клятовскому разлому, фиксируемому положительной магнитной аномалией, которая прослежена от Кдыньского плутона через метавулканиты. На меридиональном продолжении интрузивных пород данного комплекса расположен *Стодский массив*. Размещение комплекса также контролировалось структурами северо-западного — юго-восточного направления, которое преобладает в Западно-Чешской зоне [58].

Возраст комплекса недостаточно ясен. Наряду с данными о протерозойском времени его формирования есть и нижнепалеозойские определения (Стодский массив). Наиболее детально изучен только состав пород комплекса, которые условно могут быть выделены в ассоциацию амфиболовый диорит — оливиновое габбро. Помимо них в ассоциацию входят ультрабазиты-гортонолиты, но количество их невелико. Как следует из диаграммы Ca — Mg — Fe (см. рис. 5), рассматриваемый комплекс имеет четко выраженный «толеитовый» тренд дифференциации.

Основные вулканиты кадомского этажа Саксо-Тюрингской зоны. Метаофиолиты Саксо-Тюрингской зоны в возрастном и генетическом плане близки к кадомским (верхнерифейским) основным вулканитам или к кадомской спилит-кератофировой ассоциации. В Баррандиенской зоне типичными представителями геосинклинальных основных вулканитов верхнего рифея выступают спилиты и амфиболиты марианско-лазеньского метаофиолитового комплекса, которые образованы по эффузивам. Основные эффузивные породы рифея Баррандиенской зоны, как и в марианско-лазеньском комплексе, налегают на Кдыньский массив габбро. Ф. Фиала [13] эти вулканиты сопоставляет с базальтами океанического дна. Эффузивы же, выходящие южнее Праги, он считает производными известково-щелочной магмы, типичной для окраинных орогенных зон континентов или островных дуг. Зеленосланцево-измененные основные вулканиты и амфиболиты области Забржега и южного крыла Орлицко-Кладского поднятия авторы работы [14] характеризуют как абиссальные толеиты. Эти палеотектонические реконструкции совпадают с данными исследований Я. Валхаузровой [60], которая считает, что в нижней части разреза верхнего протерозоя Баррандиена на границе Молданубикской и Среднечеш-

ской зон распространены древние толеитовые базальты, образовавшиеся, вероятно, на окраине островной дуги, а верхи этого разреза образованы вулканитами известково-щелочного типа, сформировавшимися на окраине предполагаемого континента (Молданубикского блока).

Основные вулканиты Среднечешской зоны чередуются с терригенными осадками геосинклинального типа — граувакками, псаммитами и пелитами. Такой тип переслаивания характерен либо для окраинных морей, либо для бассейнов, расположенных между внутренней и внешней островными дугами [35]. По описаниям Дж. Тарни и соавторов [54], сходный тип осадконакопления наблюдается в крайнем море в зоне Сармиенто в Чили. Состав кластического материала верхнепротерозойских граувакк указывает на то, что он образовался при разрушении вулканитов островодужного типа или орогенных вулканитов окраинных частей континентов. В то же время он не содержит обломков океанических толеитов из глубинных частей дна окраинного моря. Это установлено детальной документацией верхнепротерозойских граувакк Баррандиенской области [17].

ОСНОВНЫЕ ВУЛКАНИТЫ И МАССИВЫ ГАББРО ГЕРЦИНСКОГО ЭТАЖА

После кадомского орогенеза (конец PR_3 — начало PZ) на расчлененном фундаменте в ряде мест отлагались ниже-, а затем и верхнепалеозойские толщи. Они различаются по фациальным условиям седиментации и полноте стратиграфического разреза палеозоя. Палеогеографическая обстановка в Чешском массиве в течение палеозоя существенно различалась в разное время [15]. В Баррандиенской зоне в конце кембрия наблюдается появление двух субсеквентных вулканических поясов [60], образованных вулканитами андезит-дацит-риолитового состава. В ордовике и преимущественно в силуре проявился субмаринный вулканизм, давший диабазы, пикриты, перидотиты и пикритовые порфиры. Жильная форма ультраосновных пород и характер баррандиенской палеозойской пикрит-диабазовой ассоциации свидетельствуют о ее становлении в рифтогенных структурах на земной коре континентального типа.

Основные вулканиты ордовика, силура и девона известны также в областях Железного Брода и Пониклой из Крконошко-Изерской зоны [10, 12]. Они ассоциируют с кератофирами и очень редко — с гипербазиитами (серпентинитами), которые, согласно Ф. Федюку, моложе основных метавулканитов. В составе метаморфических пород, образовавшихся по основным вулканитам, важно присутствие глаукофана [8, 11], указывающее на проявление метаморфизма высоких давлений и низких температур, имеющего, вероятно, раннегерцинский возраст.

Широкое проявление вулканической деятельности в силуре — девоне известно также в окраинных зонах Центрального кристаллического массива в ГДР [65, 67]. Как и в Баррандиене, вулканизм этого типа здесь нельзя считать офиолитовым. Скорее, это инициальный основной вулканизм, проявляющийся в местах резкого углубления депрессий или же в зонах рифтогенеза континентального типа. Современные данные, касающиеся химизма этих вулканитов [66], вызывают сомнения в их принадлежности к океанической коре. Они скорее указывают на рифтогенез на коре континентального типа в раннегерцинское время. На территории ЧССР в Низком Есенике и на восточных склонах Грубого Есеника, в меньшей степени в северной части Драханской возвышенности известно широкое проявление основного вулканизма ниже- и среднедевонского времени. В. Барт [1] считает его в целом известково-щелочным. Однако вполне возможны некоторые вариации состава вулканитов от центра девонского прогиба к западу.

С девонскими эффузивами тесно ассоциируют два крупных габброидных массива — Сobotинский и Есеницкий.

Соботинский амфиболитовый массив, как и Есеницкий, приурочен к глубинной зоне Червеногорского седла (Коутский синклиорий), подтвержденной резким градиентом силы тяжести [6], между приподнятым Есеницким блоком на востоке и опущенным Кеприцко-Орлицко-Кладским — на западе [27]. Вмещающими породами Соботинского массива служат додевонские кристаллические породы Десенского свода, восточнее расположены толщи серии Врбно. Возраст массива неясен, предполагается, что он девонский или додевонский [42].

Соботинский массив сложен амфиболитизированными основными и ультраосновными породами. По сравнению с Есеницким плутоном он формировался на большей глубине. В его составе преобладают амфиболиты и габбро-амфиболиты, а породы кислого состава неизвестны. Встречаются также горнблендиты, биотит-амфиболовые гнейсы и мелкие линзовидные тела хлоритолитов, хлорит-актинолитовых пород и редко серпентинитов. Геологии, петрографии, геохимии и рудоносности этого массива посвящено довольно много работ [13, 44, 50].

Исходной для пород Соботинского массива, вероятно, была перидотитовая магма, которой по химизму наиболее близки серпентиниты, актинолиты, тальково-хлоритовые породы. Настоящий минеральный парагенезис пород массива является следствием регионального метаморфизма. По геохимическим особенностям наиболее распространенные породы массива (амфиболиты, габбро-амфиболиты и горнблендиты) близки океаническим толеитам. Породы Соботинского массива кристаллизовались из мантийной магмы, богатой Mg и бедной Ca. Из элементов-примесей этот расплав был обогащен Ni и обеднен Cr. Фракционирование, вероятно, происходило при низком P_{O_2} , на что указывает накопление в поздних дифференциатах Fe, V, Ti на фоне возрастания концентраций SiO_2 . При этом наблюдается линейное понижение содержаний Cr и Ni. По преимущественной связи с силикатами при полном отсутствии его сульфидов Соботинский массив аналогичен ультрабазитам Совьих гор, в особенности никеленосным гипербазитам у с. Жабковице в Польше [13].

Есеницкий амфиболитовый массив имеет такое же геотектоническое положение, что и Соботинский плутон. Кое-где он перекрывается базальными кварцитами девона и в ряде мест находится в прямом контакте с кристаллическими породами Орлинской глыбы. Контакт массива с сериями Рейвиза и Червеногорского седла извилистый, породы Есеницкого массива вдаются в эти серии своими выступами. Некоторые исследователи предполагают генетическую связь Соботинского и Есеницкого массивов с метабазами врбненской серии [24, 42].

В массиве преимущественно распространены породы основного состава, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации во время герцинского орогенеза; вероятно, эффузивные породы преобладали над интрузивными. Среди первых в небольшом количестве присутствуют кислые вулканиты (метакератофиры и их туфы), установленные в краевой части массива. Основной тип пород массива представлен по-

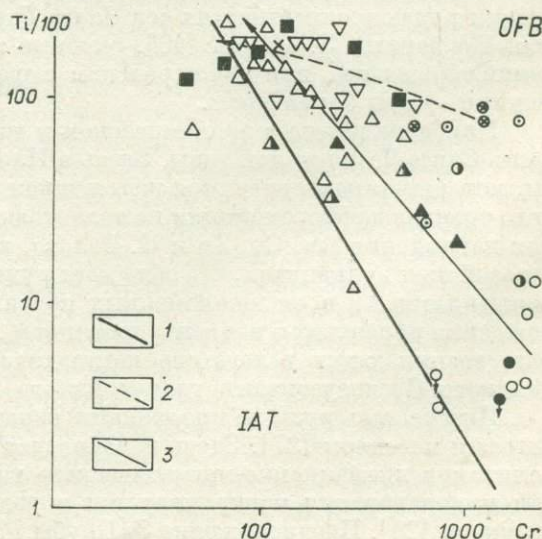


Рис. 8. Дискриминационная диаграмма $Ti/100$ — Cr [по 42].

1 — граница между областями базальтов океанического дна (OFB) и толеитами островных дуг (IAT); 2, 3 — тренды Есеницкого (2) и Соботинского (3) амфиболитовых массивов. Ост. усл. обозн. см. на рис. 7.

лосчатými амфиболитами и эрлан-амфиболитами, в которых очень тонко чередуются слои амфиболитового состава и слои или линзы полевого шпата, биотита, хлорита, кальцита. Исходным для эрлан-амфиболитов считаются вулканогенно-осадочные породы, в которых тонко перемешивался вулканический и хемогенно-терригенный (карбонаты, пелиты) материал. Значительно реже присутствуют мелкозернистые амфиболиты массивной текстуры. Из прочих пород в Есеницком амфиболитовом массиве присутствуют горнблендиты, актинолититы и актинолитовые, карбонат-эпидотовые сланцы (последние, по [24], представляют собой известковистые метатумфиты), а в его южной части — хлоритовые и хлорит-актинолитовые сланцы. При постепенном увеличении количества биотита амфиболиты массива переходят в амфибол-биотитовые гнейсы.

Большая часть амфиболитов по геохимии и трендам дифференциации (рис. 8) близка к толеитовым расплавам [5, 18, 50]. Только полосчатые амфиболиты, содержащие осадочный материал, обнаруживают щелочной геохимический уклон. По большинству критериев они близки к пара-амфиболитам. В отличие от Сobotинского массива здесь отсутствуют метультрабазиты — серпентиниты и талькиты, а амфиболиты и габбро-амфиболиты Есеницкого и Сobotинского массива сходны между собой.

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И РУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Офиолитовые комплексы Саксо-Тюрингской зоны бедны месторождениями рудного сырья. Среди всех офиолитовых комплексов рассматриваемой зоны кумулятивные ультрабазиты с хромитом встречаются в небольшом количестве в Марианско-Лазенском, Летовицком и Староместском поясах. В летовицких метаофиолитах, судя по повышенным содержаниям Cr и Ni (см. рис. 4), наиболее перспективны на хромиты оливиновые габбро и перидотиты Роубанинской синформы, относящиеся к кумулятивному комплексу. К перспективным для дальнейшего изучения также относится скрытое крупное ультраосновное тело у г. Свитавы, фиксируемое интенсивной гравиметрической и магнитной аномалией. Оно располагается на прямом продолжении гипербазитов Летовицкой зоны.

Девонские (Сobotинский и Есеницкий) амфиболитовые массивы Моравско-Силезской зоны бедны Cr, но обогащены Ni. В них наблюдается обогащение Cu — Fe-содержащими минералами. В восточной части этой зоны известны практически значимые рудные концентрации Cu и Fe, связанные с толеито-кератофировой ассоциацией. В первом случае речь идет о железных рудах типа Лан-Диля [49], во втором — о полиметаллических рудах в окрестностях сел Злате Горы, Горни Место и Горни Бенетов. По данным З. Поубы [46], окисные железные руды этих месторождений образованы при феннеровском ходе дифференциации магм, а сульфидные — при боуновском.

Наиболее важна в экономическом и геологическом отношении южная часть Саксо-Тюрингской зоны. Здесь в Иловском поясе известны вулканы, которые характеризуются наложением известково-щелочного и щелочного трендов дифференциации на толеитовый тренд [46]. Это благоприятно для накопления Au, Cu, Zn и U. Золото, вероятно, накапливалось в протерозойских вулканитах, что сближает рудопроявления этого типа с месторождениями Au в «зеленокаменных поясах» [36]. Промышленные месторождения образуются концентрированием Au из гидротермальных растворов, возникающих вследствие контактово-термального воздействия герцинского Среднечешского гранитоидного массива [47].

Интересные рудные проявления связаны с Ранским габбро-перидотитовым массивом [27]. Здесь преобладает медно-никелевая рудная минерализация ликвационно-магматического типа. Сульфидная медно-никелевая минерализация контролируется породами определенных типов и структур [28]. Предположение З. Поубы [46] о щелочном тренде фракцио-

нирования магмы этой интрузии не соответствует его рудной специализации. Согласно [20], породы массива относятся к толеитовой или переходной к известково-щелочной ассоциации и отличаются от океанических толеитов, так же как от кумулятивных и метагипербазитовых членов офиолитов. Они обнаруживают сходство с «примитивными» магмами коматитового типа.

С Ранским плутоном также связаны месторождения другого экономического важного типа — медно-цинковые. Медно-цинковая минерализация моложе сульфидной медно-никелевой. По материалам [16, 28], она связана с высокотемпературным метасоматозом, наложенным на породы Ранского интрузива. Д. Уоткинсон и соавторы [62], наоборот, полагают, что медно-цинковые месторождения — продукт регионального метаморфизма более древних, чем Ранский массив, пород.

Основные вулканиты центральной зоны Среднечешской области и переслаивающиеся с ними терригенные породы содержат колчеданные и марганцево-колчеданные сланцы, например в районах Громнице и Хвалетце. Горные породы, вмещающие эти месторождения, имеют спектр редких элементов, характерный для примитивных продуктов мантийного генезиса, не вовлекавшихся в процессы континентального корообразования.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Летовицкий и марианско-лазеньский метаофиолитовые комплексы так же как и офиолиты Староместского пояса, Центрально-Саксонского разлома, входят в состав Саксо-Тюрингской зоны. Большая их часть приурочена к кадомскому структурному этажу и тяготеет к окраинам крупных внутренних депрессий Саксо-Тюрингской зоны и контролируется глубинными разломами. Примером могут служить летовицкий метаофиолитовый комплекс, комплекс Староместского пояса и глыбы Сovieх гор, размещающихся в окраинных частях Моравско-Силезской области и контролирующихся одноименным линеamentом. Эта структура — главный геотектонический элемент на окраине Чешского палеоконтинента.

Ассоциация пород всех рассмотренных метаофиолитовых комплексов отвечает классическим офиолитовым сериям, например Пиндос, Бей-оф-Айленде, Оман, Новая Гвинея и др. Из палеотектонических реконструкций состава и мощности коры следует, что метаофиолитовые комплексы Саксо-Тюрингской зоны фиксируют частные рифтовые структуры, в которых возникает земная кора океанического типа. Основные эффузивы неофиолитового типа размещаются преимущественно в депрессиях Саксо-Тюрингской зоны. В сторону предполагаемой окраины континента (Молданубицкое поднятие) состав базальтов меняется от толеитов океанического типа до известково-щелочных. По этим соображениям соответствующую часть Саксо-Тюрингской зоны Чешского массива следует считать верхнепротерозойским окраинным морем.

В общую зональность Саксо-Тюрингской зоны вписываются также Ранский и Кдыньский массивы. Они протягиваются вдоль южной окраины зоны вблизи ее контакта с Молданубикумом. Ранский плутон — пример дифференцированных интрузий аляскинского типа. Как и большинство никеленосных массивов с толеитовым трендом фракционирования, он фиксирует островодужную структуру в протерозое или окраинную часть континента. Этот массив также связан с известково-щелочным вулканизмом, проявляющимся в сходной геотектонической обстановке.

Основные и ультраосновные породы герцинского возраста в Саксо-Тюрингской зоне (области Баррандиен, например) и на территории ГДР по химизму и геотектоническому положению сходны с гипербазит-базитовыми сериями рифтовых зон континентов.

По палеогеографической обстановке основные вулканиты девона и нижнего карбона, основные и ультраосновные породы Моравско-Силез-

ской области принадлежат принципиально иной геотектонической провинции — Реногерциникуму. Эта область занимает северную окраину Центрально-Средненемецкого хребта и представляет самую активную часть герцинид в D — C₁. Соботинский и Есеницкий массивы по составу их интрузивных членов обнаруживают некоторое сходство с толеитовым типом базитов офиолитовых комплексов, но одновременно они обнаруживают генетическое родство с диабаз-кератофировыми вулканитами глубоких частей реногерцинских геосинклиналиных зон. Реногерциникум Чешского массива, вероятно, представляет собой продукт мобильного контакта Среднеевропейского субконтинента на юге и другого гипотетического континента на севере. В этой мобильной зоне по характеру петрохимической зональности базальтов различаются структуры рифта, окраинного моря и континентальной окраины (островных дуг). Однако здесь отсутствуют офиолитовые серии, фиксирующие зоны образования новой океанической коры.

Особое положение занимают слабо метаморфизованные основные и ультраосновные породы Бренского массива, которые рассмотрены в статье Я. Вейсса (см. наст. сборник).

ЛИТЕРАТУРА

1. Barth V. K chemickému vývoji variského magmatismu v severovýchodní části Českého masívu.— Acta Univ. Palac. Olomucensis, 1977, Fc. Rer. Nat. 54, p. 31—52.
2. Bouska V., Jelinek E., Mísař Z., Pacesová M. Geochemistry of the concentric gabbro-peridotite Massif Ransko (Czechoslovakia).— Krystalinikum, 1971, v. 13, p. 7—39.
3. Bowes D. R., Hopgood A. M., Mísař Z. Polyphase deformation in amphibolites of the Letovice crystalline unit, Moravia.— Věstník Ústr. úst. geol., Praha, 1978, v. 53, p. 273—280.
4. Bowes D. R., Hopgood A. M., Mísař Z. Characterization of tectonic regimes of the Letovice unit and Bíteš gneiss of the Moravicum using the structural imprint of polyphase deformation.— Věstník Ústr. úst. geol., Praha, 1980, v. 55, p. 331—342.
5. Čabla V., Albrecdtová E. Ložiska kyzových rud v rejvízské sérii.— Sborník Geol. Pruumu, Ostrava, 1978, v. 18, p. 5—42.
6. Čuta J., Mísař Z., Válek R. Interpretace tíhového pole severovýchodního okraje Českého masívu.— Sborník Ústr. úst. geol., 1964, v. 3, p. 157—180.
7. Cháb J., Suk M. Metamorfóza Českého masívu.— Knihovna Ústr. úst. geol., 1977, v. 50, p. 1—156.
8. Cháb J., Vrána S. Crossite-actinolite amphiboles of the Krkomoš Jizera crystalline complex and their geological significance.— Věstník Ústr. úst. geol., Praha, 1979, v. 54, p. 143—150.
9. Chaloupský J. The Precambrian tectogenesis in the Bohemian Massif.— Geol. Rundsch., 1978, v. 67, p. 72—90.
10. Fediuk F. Geologicko-petrografické poměry v údolí Jizery mezi Spálovem a Bítouchovem.— Sborník Ústr. úst. geol., 1953, v. 20, p. 505—576.
11. Fediuk F. Vulkanity železnobrodského krystalinika.— Rozpravy Ústr. úst. geol., Praha, 1962, v. 29.
12. Fediuk F. Ultramafity krkonošsko-jizerské oblasti.— Acta univ. Carol., Praha, 1972.
13. Fiala F. Proterozoický vulkanismus Barrandienu a problematika spilitu.— Sborník Ústr. úst. geol., 1977, v. 30, p. 7—247.
14. Geologie Orlických hor./Ed. by M. Opletal. Praha: Academia, 1980. 302 p.
15. Havlíček V. Vývoj paleozoických pánví v Českém masívu.— Sborník Ústr. úst. geol., 1980, v. 34 p. 31—65.
16. Holub M., Pokorný J. Alternation of gabbros and troctolites and genesis of sulfides in the Ransko basic massif.— Sborník Ústr. úst. geol., 1970, v. 11, p. 99—111.
17. Jakš P., Zoubek J., Zoubková J., Franke W. Graywackes and metagraywackes of the Teplá — Barrandian Proterozoic area.— Sborník Ústr. úst. geol., 1979, v. 33, p. 83—122.
18. Jelínek E. e. a. Petrograficko-geochemický výzkum ložiska Chvaletice. Distribuce vybraných stopových prvků ložiska Chvaletice.— In: Sborník-Korelace proterozoických a paleozoických stratiformních ložisek II, PřFUK. Praha, 1974, p. 57—71.
19. Jelínek E., Mísař Z., Pacesová M. Geochemistry of the Letovice metaophiolite comp-

- lex (Czechoslovakia).— Royal Trans. Soc., Edinburgh: Earth Science, 1984, in press.
20. **Johan Z.** Pyroxénés des complexes basiques et ultrabasiques particularités d'évolution magmatique des complexes minéralisés en nickel et cuivre.— Mém. BRGM, Paris, 1979, v. 97, p. 170—202.
 21. **Kastl E.** Geochemická charakteristika hornin mariánsko-lázeňského metabazitového komplexu.— MS, Diplomová práce, PrFUK, Praha, 1980.
 22. **Maciewski S.** Ultrabasic and basic rocks in the framework of the Góry Sowie gneissic block.— Bull. Inst. Geol., Wrocław, 1973, v. 222, p. 107—124.
 23. **Majerowicz A.** Grupa gorska Slezcy a współczesne problemy petrologiczne ofiolitów.— In: Vyvr. zagad. strat. petrol. tekt. vschod. obrz. gneijsow sowiegorskich. Wrocław, 1979, p. 9—34.
 24. **Mísař Z.** Geologické vztahy mezi sériemi v okolí Zlatého Chlumu u města Jeseníku.— Sborník Ústř. ũst. geol., 1959, v. 26, p. 397—485.
 25. **Mísař Z.** Structural history of ultrabasic bodies in the Letovice unit.— Kry stalíníkum, 1965, v. 4, p. 109—126.
 26. **Mísař Z.** Texturen der ultrabasischen Gesteine der Staré Město Glimmerschieferzone.— Acta Univ. Carol. Geol., 1970, v. 2, p. 69—93.
 27. **Mísař Z.** Feeding channels of pre-Triassic ultrabasic-basic rocks in Bohemian Massif.— Krystalíníkum, 1974, v. 10, p. 133—147.
 28. **Mísař Z.** The position of ultrabasic rocks in geotectonical cycles and geological units of the Bohemian Massif.— Geodyn. Proj., Bratislava: Veda, 1979, p. 167—177.
 29. **Mísař Z.** Vážnejšie problémy geologického vývoje a stavby Československa.— Sborník GÚDŠ. Bratislava, 1979, v. 1a, p. 191—210.
 30. **Mísař Z.** Sulfide mineralization in the Ransko gabbroperidotite Massif, Czechoslovakia.— Can. Mineral., 1979, v. 17, p. 299—307.
 31. **Mísař Z. e. a.** Geologie ČSSR. 1. Český masív.— Stát. ped. nakl., Praha, 1983, p. 334.
 32. **Mísař Z., Dudek A., Havlena V.** Problémy regionálne geologického členení Českého masívu.— Věstník Ústř. ũst. geol., 1983, v. 58, p. 305—313.
 33. **Mísař Z., Jelínek E., Pacesová M.** The Letovice dismembered metaophiolites in the framework of the Saxo-Thuringian zone of the Bohemian Massif.— Mineralia Slovaca, Košice, 1984.
 34. **Mísař Z., Jelínek E., Souček J., Tonika J.** The correlation of gabbro-peridotite complexes of the Bohemian Massif.— Krystalíníkum, 1984, v. 17, in press.
 35. **Mitchell A. H. G., Garson M. S.** Mineral deposits and global tectonic setting. L.: Acad. Press, 1981. 405 p.
 36. **Morávek P.** Ložiskové pomery a mineralizace žilovského rudního revíru.— Sborník Ústř. geol., 1971, v. 13, p. 7—34.
 37. **Nemec F., Nemicová J.** Príspevek k petrografii ultrabazických hornin v javornické supíne.— Acta Univ. Palac. Olomucensis, 1971, v. 38, p. 89—120.
 38. **Nemec F., Nemicová J.** A contribution to the petrography of the ultrabasic and basic rocks in the area of Velké Vrbno and Staré Město p. S.— Acta Univ. Palac. Olomucensis, 1974, v. 46, p. 89—123.
 39. **Narebski W., Wajsprych B., Bakun-Czubarow N.** On the nature, origin and geotectonic setting of ophiolites and related rock suite in the Polish part of the Sudetes.— Ofioliti, 1982, v. 2/3, p. 407—428.
 40. **Norman R. E., Strong D. F.** The geology and geochemistry of ophiolites exposed at Ming's Bight, Newfoundland.— Can. J. Earth Sci., 1975, v. 12, p. 777—779.
 41. **Pearce J. A., Gorman B. E., Birkett T. C.** The $TiO_2 - K_2O - P_2O_5$ diagrams: A method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts.— Earth Planet. Sci. Lett., 1975, v. 24, p. 419—426.
 42. **Pouba Z. e. a.** Vysvetlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1 : 200.000, M — 33 — XYIII, Jeseník.— Ústř. ũst. geol., 1962. 178 p.
 43. **Pouba Z.** Pre-Cambrian banded magnetite ores of the Desná dome.— Sborník Ústř. ũst. geol., 1970, v. 12, p. 7—61.
 44. **Pouba Z.** Vztahy mezi petrogenézí a mineragenezí ultrabazických a bazických magmatitů Hrubého Jeseníku.— In: Ultrabazity a ultramafity. Praha: Publ. Úst. geol. věd, 1971, p. 196—203.
 45. **Pouba Z.** Relations between iron and copper-lead-zinc mineralizations in submarine volcanic ore deposits in the Jeseníky Mts., Czechoslovakia.— Soc. Min. Geol. Japan, 1971, Spec. Issue 3, v. 70, p. 186—192.
 46. **Pouba Z.** Chemical trends and ore mineralization of some basic complexes of the Bohemian Massif.— Krystalíníkum, 1984, v. 17, in press.
 47. **Pouba Z., Mrázek P.** Anomální obsahy zlata v proterozoických silicitech Barrandie-

- nu.— In: Sborník Korelace stratiformních ložisek. Praha: Ústav geol. věd. PříUK, 1981, p. 81—89.
48. Saunders A. D., Tarney J., Stern C. R., Dalziel I. W. D. Geochemistry of Mesozoic marginal basin floor igneous rocks from southern Chile.— Bull. Geol. Soc. Am., 1979, v. 90, p. 237—256.
 49. Scotese R. C., Bamabach R. K., Barton C. e. a. Paleozoic base maps.— J. Geol., 1979, v. 87, p. 217—277.
 50. Souček J. Geochemie devonských metabazitů Hrubého a Nížkého Jeseníku.— Čas. spol. min. geol. 1981, v. 26, p. 125—142.
 51. Smulikowski K. Ultramafites de la Basse Silesie.— In: Revue des problèmes géologiques des zones profondes de l'écorce terrestre en Basse Silésie. Warszawa, 1973, p. 77—101.
 52. Suen C. J., Frey F. A., Malpas J. Bay of Island ophiolite suite Newfoundland: Petrological and geochemical characteristics with emphasis on rare earth element geochemistry.— Earth Planet. Sci. Lett., 1979, v. 45, p. 337—348.
 53. Suk M. Petrologie metamorfovaných hornin. Praha: Academia, 1979. 255 p.
 54. Tarney J., Dalziel I. W. D., Wit M. J. Marginal basin «Rocas Verdes» complex from S. Chile: A model for Archean freestone belt formation.— In: The early history of the Earth/Ed. by B. F. Windley. L., 1976, p. 131—146.
 55. The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization/Ed. by Z. Misář. Praha: Univ. Carol., 1974. 215 p.
 56. Tonika J. Klasifikace metamorfovaných amfibolických hornin mariánsko-lázeňského komplexu.— Čas. spol. min. geol., 1974, v. 16, p. 191—194.
 57. Vachtl J. Geostrukturní poměry nasavrckého masívu (Železné hory).— Věstník Ústř. úst. geol., 1979, v. 54, p. 1—10.
 58. Vejnar Z. Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt.— Krystalinikum, 1977, v. 13, p. 115—128.
 59. Vejnar Z. Mica peridotites of Western Bohemia.— Krystalinikum, 1977, v. 13, p. 115—128.
 60. Waldhausrová J. The chemistry of the Cambrian volcanics in the Barrandian area.— Krystalinikum, 1971, v. 8, p. 45—75.
 61. Waldhausrova J. Spillite-keratophyre association.— Krystalinikum, 1982, v. 16, p. 79—85.
 62. Watkinson D. H., Mainwaring P. R., Pertold Z. The Cu — Zn Obrázek ore deposit, Czechoslovakia: A volcanic deposit included in the Ransko intrusive complex.— Mineral. Deposita, 1978, v. 13, p. 151—137.
 63. Weiss J. Position of the Moravian ultrabazites in relation to the infracrustal geological structure.— Sborník Úst. ústř. geol., 1978, G. 31, p. 127—154.
 64. Weiss J. Geologischer Bau des Mährischen blocks.— Z. geol. Wiss., Berlin, 1980, p. 557—565.
 65. Werner C. D. Outline of the evolution of the magmatis in the GDR.— In: Ophiolites and initialites of nothern border of the Bohemian Massif. Freiberg — Potsdam, 1981, p. 17—68.
 66. Werner C. D. Grabenbildung, Magmatismus, Metallogenese und Metamorphose im Rhenohercynikum — zur Dynamik einer Geosynklinalzone.— Z. geol. Wiss., Berlin, 1981, v. 9, p. 1315—1318.
 67. Werner C. D. Zur Paragenese von Ultrabasiten im Saxothuringikum.— Freib. Forch.— H. C., 1982, v. 374, p. 17—27.
 68. Zeman J. Deep-seated fault structures in the Bohemian Massif.— Sborník Ústř. úst. geol., 1978, G., v. 31, p. 127—134.
 69. Zoubek VI. Position of ultrabasic rocks in the geological unit of Czechoslovakia.— Upper mantle project, Final report. Praha, 1971, p. 10—13.
 70. Zoubek VI., Vyskočil V. Anomální tíhové pole ve vztahu ke geologickým strukturám střední Evropy.— Sbor. referátu, Loučná — Brno, 1977, p. 97—133.

Я. Вейсс

ЗОНА МЕТАБАЗИТОВ БРНЕНСКОГО МАССИВА (ЧССР)

Зона metabazitov входит в состав ассинтского Брненского массива (БМ), внедрившегося в зоне активизации вдоль прогиба, разделяющего Чешский массив и Западные Карпаты. Ввиду меньшего удельного веса

Брненский массив слагает сводовое поднятие — сложный мегаантиклинорий. Более позднее расчленение на отдельные глыбы (элевации) обусловлено существованием ослабленных зон, обнаженных в различных уровнях денудации и разделяющих Брненский массив на отдельные участки. Площадь Брненского массива приблизительно 600 км². Этот массив сложен рядом плутонических пород, начиная с весьма кислых гранитов через обильные гранодиориты и диориты до основных пород. Базиты и ультрабазиты (в особенности габбро и пироксениты) пространственно связаны с метабазитовой зоной, включающей также кислые и основные (главным образом диабазы) изверженные породы и всю гамму милонитов и афанитовых пород.

В Брненско-Вислинском регионе ультраосновные и родственные породы пространственно связаны с Брненским массивом и его кристаллическим обрамлением. Геотектоническое положение Брненского массива в области напряженного герцинского тектогенеза и его ассинтский возраст [2, 3] создают для площадного распределения метаофиолитового комплекса совсем другие условия, чем в остальных частях Западно-Моравского кристалликума [4].

Метабазитовая зона проходит через центральную часть Брненского массива, образуя полосу (меридиональной ориентировки) шириной приблизительно 10 км и длиной почти 50 км. В ней выделены две подзоны [5]: западная — метадиоритовая, относительно более мощная, которая, кроме того, появляется в виде фрагментов диоритов, габбро (также оливинных) и ультрабазитов в кристаллическом обрамлении, особенно в южной части Брненского массива. Восточная часть метабазитовой зоны представлена невыдержанной по мощности метадиабазовой подзоной.

Тела ультраосновных пород в зоне метабазитов появляются сравнительно редко (Мораваны, Желешнице, Быстрец, Когоутовице, Йиначовице, Куржим). Вся зона метабазитов составляет, вероятно, асимметричную синформную структуру. Это подтверждается прежде всего результатами интерпретаций гравитационного поля в северной части зоны метабазитов [6]. Зона метабазитов, вероятно, протягивается через Желешницкую глыбу, приобретая юго-восточное направление в предгорье Карпат.

Габброидные породы (горы Каменны врх, Подскалки млын, Коунице) в отличие от ультраосновных пространственно не связаны с подзонами зоны метабазитов, хотя по большей части их тела также имеют меридиональное простирание. Хорошо прослеживается проявление зоны метабазитов по геофизическим данным. На гравиметрических картах она образует положительную аномальную зону северо-северо-восточного — юго-юго-западного направления, которая в южной части дугообразно изогнута, приобретает почти северо-западное — юго-восточное направление. Об этом свидетельствуют также хорошо выраженные магнитные аномалии [7], направление которых почти совпадает с продолжением этой сильно дифференцированной зоны в направлении на юг.

По данным петрологических исследований [1], ультраосновные породы представлены мелкозернистыми афанитовыми разностями черно-, зелено- и даже фиолетово-серого цвета; их состав: антигорит ± хризотил ± магнетит ± роговая обманка ± ильменит ± хлорит ± тальк ± ± карбонаты ± амфибол (тремолит-актинолитового ряда) ± пироксен, в редких случаях — оливин.

Серпентинизированные и свежие гипербазиты сопровождаются местонахождениями актинолит-хлоритовых, хлорит-тальковых и хлоритовых камней без плоскопараллельного строения (метровых размеров). Горные породы названных типов образовались в результате вторичных изменений (тремолитизация, оталькование, карбонатизация, хлоритизация).

В результате петрохимических исследований было установлено, что в ультраосновных породах, встречающихся севернее Брно, постепенно увеличивается содержание железа и кальция при уменьшении содержа-

ния магния, растет содержание Al_2O_3 . Низкими и довольно постоянными являются содержания щелочей.

В зависимости от интенсивности и характера вторичных изменений происходят изменения соотношений между основными петрогенными окислами. Интенсивность серпентинизации от центральной части в северном и южном направлениях, т. е. к частям зоны метабазитов с максимальной тектонической нагрузкой, увеличивается.

Заложение метабазитовой зоны, в особенности ее восточной части, древнее. Сначала у нее был характер сброса волочения с максимальным напряжением волочения в широтном направлении. После окончания магматической деятельности эта зона стала зоной сжатия; максимальный стресс в широтном направлении считается причиной сильной сланцеватости, будинажа и проявлений динамометаморфизма горных пород. По данным Штельцла и Вейсса [8], возраст этого метаморфизма каледонский.

ЛИТЕРАТУРА

1. Грегера М. Гипербазиты зоны метабазитов Брненского массива, в. 13, N 2, p. 50—64. 1983.
2. Штельцл Й., Вейсс Я. К проблематике корреляций метаморфогенного строения контакта Чешского массива и Западных Карпат. — *Geologia*, 1978, v. 1, № 8, p. 3—10.
3. Штельцл Й., Вейсс Я. Некоторые результаты изучения Бруннии с точки зрения познания юго-восточной окраины Центрально-Европейской эпварисской платформы. — *Geologia*, 1983, v. 13, № 2.
4. Вейсс Я. Зоны метабазитов. Путеводитель к экскурсиям. Прага: Академия, 1980.
5. Mísař Z. Ultrabazika jako indikatory hlubinné, blokové a vršové stavby na příklade východního okraje Českého masívu. Zbor, pred. kon. ve Smoleniciach, 1979, p. 191—210.
6. Skácelová D., Weiss J. Model hlubkového vývoje brněnského masívu podle geofyzikálních dat. — *Čas. Mineral. geol.*, 1978, v. 23, N 4, p. 409—416.
7. Salanský K. Nekteré výsledky podrobného aerogeofyzikálního merení (1 : 25 000) v území mezi Brnem a Zdárem n. S. — *Sbor. geol. Ved., R. UG, Praha*, 1972, v. 10, p. 63—73.
8. Stelcl I., Weiss J. Základní petrologické zhodnocení brněnského masívu a jeho petrogenetických vzhů ke krystaliniku v podloží karpatské predhľubne. MS Zpráva za úkol. UJEP, Brno, 1978. 482 p.

3. Балла

ДОВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ БАЗИТЫ И УЛЬТРАБАЗИТЫ ВЕНГРИИ

На территории Венгрии доверхнекаменноугольные базиты и ультрабазиты известны в Мечекском районе (рис. 1). Здесь развиты кристаллический комплекс докембрия, филлитовая серия раннего палеозоя, молассы, граниты и кварцевые порфиры верхнего карбона и перми, т. е. Мечекский район входил в систему европейских герцинид. В мезозое он оказался вовлечен в состав альпид. Возможности изучения рассматриваемых пород сильно затруднены из-за того, что почти все они известны лишь по скважинам (пробурены в 60-х годах).

Основные породы представлены эклогитами, по которым имеются детальное петрографическое описание и анализы [17]. В результате обобщения сведений по ультрабазитам [8] было показано, что по составу они близки к гарцбургитам и претерпели сложный, многоэтапный метаморфизм, детали которого остались невыясненными. Дополнительные исследования были проведены в 1982—1983 гг. по керновому материалу, любезно предоставленному главным геологом разведочно-бурового цеха Мечекского горно-рудного предприятия д-ром Д. Майорошем (Gu. Májoros). Результаты анализа всего комплекса данных излагаются ниже.

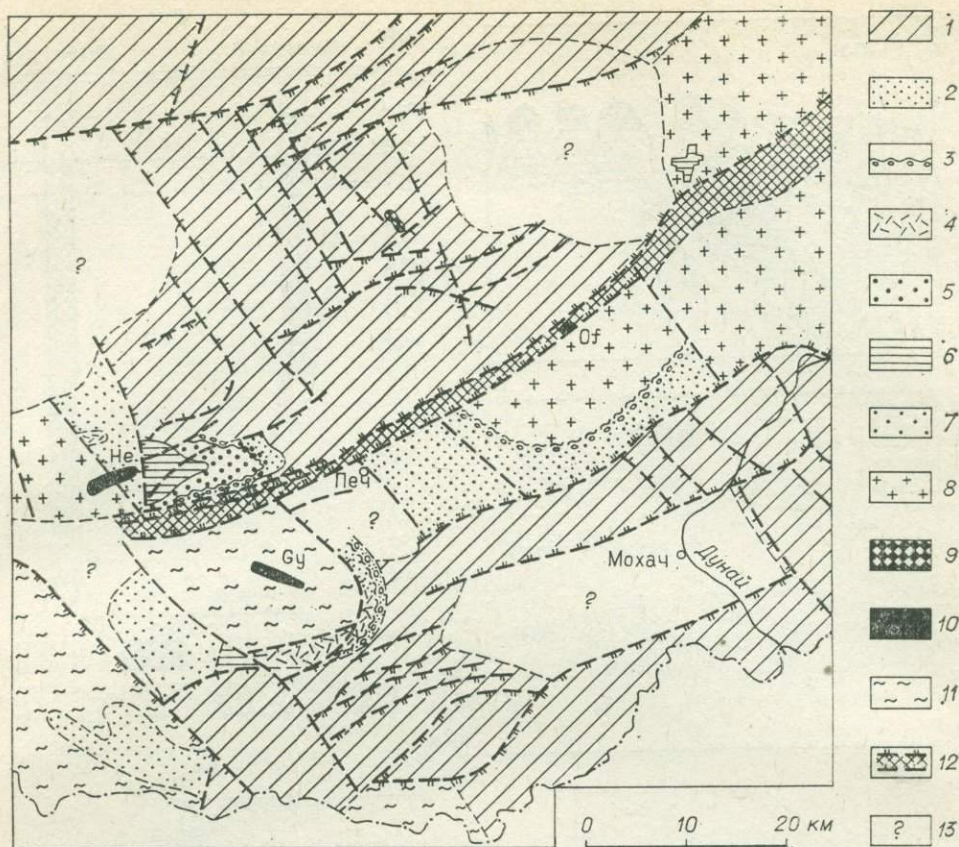


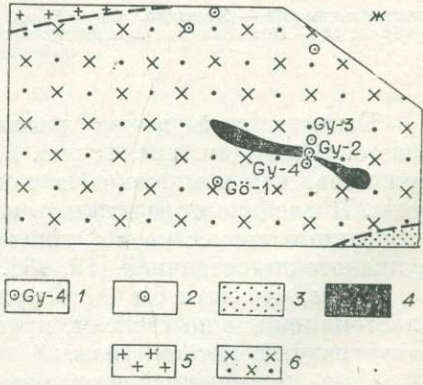
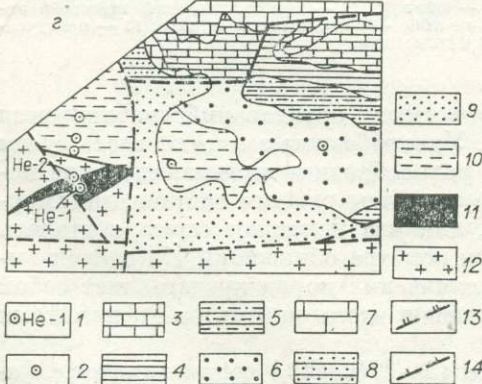
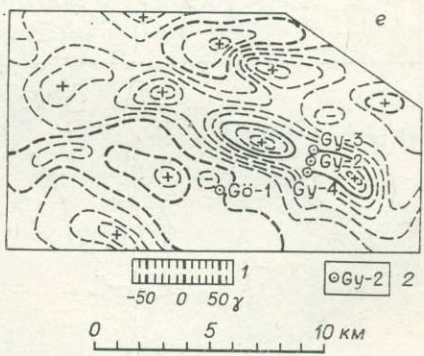
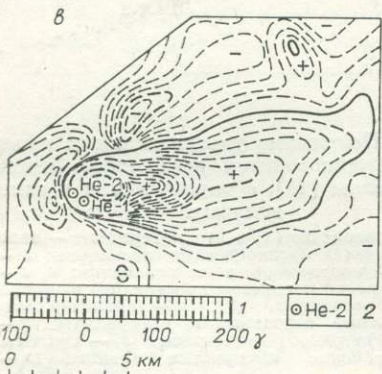
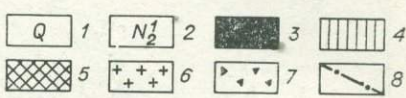
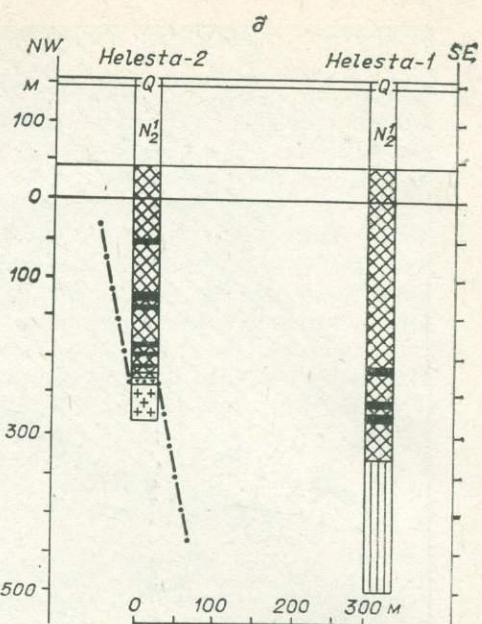
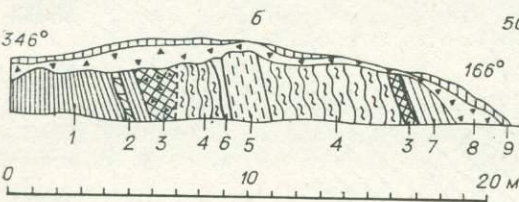
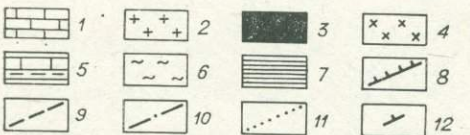
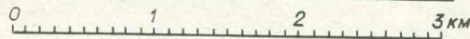
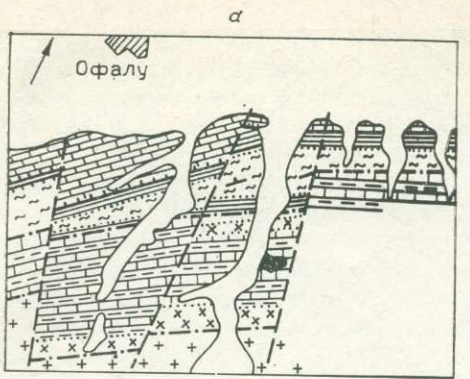
Рис. 1. Положение ультраосновных пород среди докайнозойских комплексов Мечекского района [16], с упрощениями и изменениями.

1, 2 — мезозойские (1) и верхнепермские — нижнетриасовые (2) красноцветные песчаники; 3 — базальный конгломерат в их основании; 4, 5 — верхнепермские кварцевые порфиры (4) и пестроцветные песчаники (5); 6 — нижнепермские красноцветные песчаники и алевролиты; 7 — верхнекарбонные песчаники; 8 — граниты; 9 — силурийские кремнистые сланцы; 10 —

ультрабазиты (He — Хелешфа, Gy — Дьод, Of — Офалу); 11 — кристаллический комплекс докембрия; 12 — Подмечекская зона дислокаций (на востоке — с филлитовой серией); 13 — неизученный участок фундамента.

Единственный выход рассматриваемых образований наблюдается близ с. Офалу (см. рис. 1; рис. 2, а). Ультрабазиты залегают здесь среди филлитов, как и мраморы, а также разнообразные кристаллические породы. Последние определялись как вулканиты разного состава, метаморфизованные совместно с филлитами, так что исходная серия считалась вулканогенно-осадочной [12, 13]. При осмотре обнажений [7] сделан вывод о том, что хотя бы часть кристаллических пород представляет собой бластомилониты по гнейсам, претерпевшие вдоль контактов с филлитами ретроградный метаморфизм.

Из-за повышенной карбонатности (3—37% CO_2) серпентинитов Офалу только после введения поправок на базе корреляций (рис. 3, а, г) можно судить о составе исходных пород. Он определяется трендами анализов группы I и оказывается ближе к лерцолитовому, нежели представлялось при упрощенном исследовании корреляций [8] (табл. 1). С апоперидотитовым происхождением серпентинитов согласуются и высокие содержания хрома, составляющие 0,53—0,98% Cr_2O_3 [14].



При изучении вещественного состава реликтов первичных силикатов не обнаружено [13, 21]. Серпентиновые минералы, по данным разных источников, представлены антигоритом [12], лизардитом и хризотилом [11], всеми тремя минералами [14]. Наряду с ними постоянно присутствует хлорит, спорадически — тальк, из рудных — магнетит, хромит, гематит,

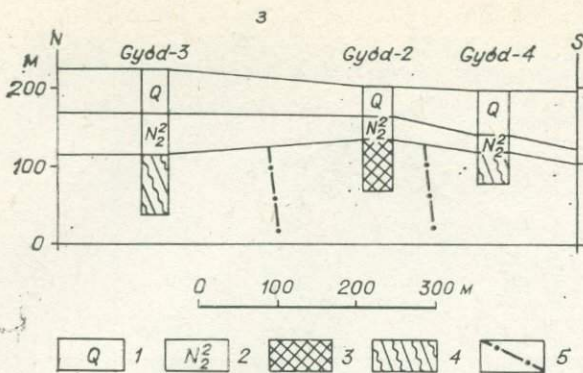


Рис. 2. Геолого-геофизические материалы по довершкаменноугольным основным и ультраосновным породам Мечекского района [2, 3, 8, 14, 15].

a — геологическая карта окрестности с. Офалу: 1 — юрские известняки; 2 — анатектические граниты; 3 — серпентиниты и сопровождающие породы; 4 — альбитовые порфиры; 5 — мраморы и филлитовые туфы; 6 — слюдяные сланцы; 7 — андезитовые базальты и их метасоматизированные разновидности; 8, 9 — Внутрипанонские надвиги (8) и разлом (9); 10, 11 — контакт предполагаемый (10) и переходный (11); 12 — падение. 6 — заросшая расщелина серпентинитов.

тинитов в районе с. Офалу: 1 — серицитовые филлиты; 2 — брекчия серицитовых филлитов; 3 — тектоническая зона; 4, 5 — рассланцованные (4) и массивные (5) серпентиниты; 6, 7 — хлоритовые (6) и кремнистые (7) сланцы; 8 — делювий; 9 — лесс.

в — карта геомагнитного поля ΔZ окрестностей с. Хелешфа: 1 — шкала вертикальной компоненты геомагнитного поля; 2 — номер скважины.

г — геологическая карта окрестностей с. Хелешфа: 1 — номер скважины, заданной на магнитную аномалию; 2 — прочие скважины; 3—6 — породы на поверхности: среднетриасовые известняки и доломиты (3), нижнетриасовые песчаники, аргиллиты, доломиты и ангидриты (4), верхнепермские красноцветные песчаники и конгломераты (5) и пестроцветные песчаники (6); 7—12 — породы, перекрытые неогеновыми отложениями: среднего и верхнего триаса (7), перми и нижнего триаса (8), перми (9), нижней перми (10), серпентиниты (11), граниты (12); 13 — взбросы; 14 — сбросы.

д — разрез через скважины 15: 1, 2 — четвертичные (1) и верхнепанонские (2) отложения; 3 — дайки аплитов-микрогранитов; 4 — тальковые сланцы; 5 — серпентиниты; 6 — катаклазированные — милонитизированные граниты; 7 — тектонические брекчии; 8 — предполагаемое тектоническое ограничение серпентинитового тела.

е — карта геомагнитного поля ΔZ окрестностей с. Дьод: 1 — шкала вертикальной компоненты магнитного поля; 2 — номер скважины.

ж — геологическая карта окрестностей с. Дьод: 1 — скважины, упоминаемые в тексте; 2 — прочие скважины; 3—6 — породы, перекрытые неогеновыми отложениями: пермские (3), ультраосновные (4), граниты (5), 6 — кристаллического комплекса.

з — разрез через скважины: 1, 2 — четвертичные (1) и верхнепанонские (2) отложения; 3 — ультрабазиты; 4 — мигматизированные амфиболиты; 5 — предполагаемый контакт ультрабазитового тела.

пентландит, халькопирит, пирротин, пирит, в прожилках — доломит, кальцит и кварц [11, 12, 14, 21]. В каймах зерен хромита по сравнению с их ядрами сильно возрастают содержания Fe^{2+} — за счет Mg^{2+} , Fe^{3+} — за счет Cr^{3+} , что предположительно обусловлено метаморфизмом зеленосланцевой фации со следующими оценками на основании всей ассоциации рудных минералов: $T = 400 \div 500^\circ C$ и $P = 0,5 \div 1$ кбар [14].

На основании сопоставления расчетного состава бескарбонатной части пород с составами главных породообразующих минералов (см. рис. 3, *д*, *е*) можно сделать вывод о том, что трем группам анализов соответствуют следующие ассоциации окисных и силикатных минералов: (серпентин) + хлорит + магнетит/гематит; (серпентин + тальк) + хлорит + магнетит/гематит; (тальк) + хлорит + магнетит/гематит. Появление талька, а затем исчезновение серпентина, по-видимому, можно связать с биметасоматозом — контактово-реакционным взаимодействием с филлитами в условиях зеленосланцевой фации.

Доломитизация (\pm кальцит) идет с привносом CaO (см. рис. 3, *а*), далее с мобилизацией MgO (см. рис. 3, *в*) и, вероятно, хотя бы части FeO и MnO, наконец, с вытеснением SiO_2 и H_2O (см. рис. 3, *б* и *г*) из силикатов. Она сильнее всего проявлена в приконтактной зоне, сопровождается гематитизацией и выделением свободного кремнезема в полосе шириной 1,5—2 м. Появление гематита связано, скорее всего, с переходом FeO из магнетита в доломит, а не с окислением. Источники CO_2 и CaO не установлены, но связь доломитизации, по крайней мере ее наиболее интенсивного проявления, с контактом серпентинитов с филлитами достаточно ясна.

Ультрабазиты, вскрытые скважинами Хелешфа-1 и 2 (He-1 и 2, см. рис. 2, *б*), слагают крутопадающее тело протяженностью 5 км и максимальной шириной 800 м. Нижний (северный) контакт, пройденный скважиной He-2, оказался тектоническим (зона дробления вертикальной мощностью 5,8 м); под ультрабазитами залегают весьма сильно катаклазированные гранитоидные породы. В скв. He-1 ультраосновные породы вниз сменяются хлорит-тальк-доломит-магнезитовыми породами; этот факт по-

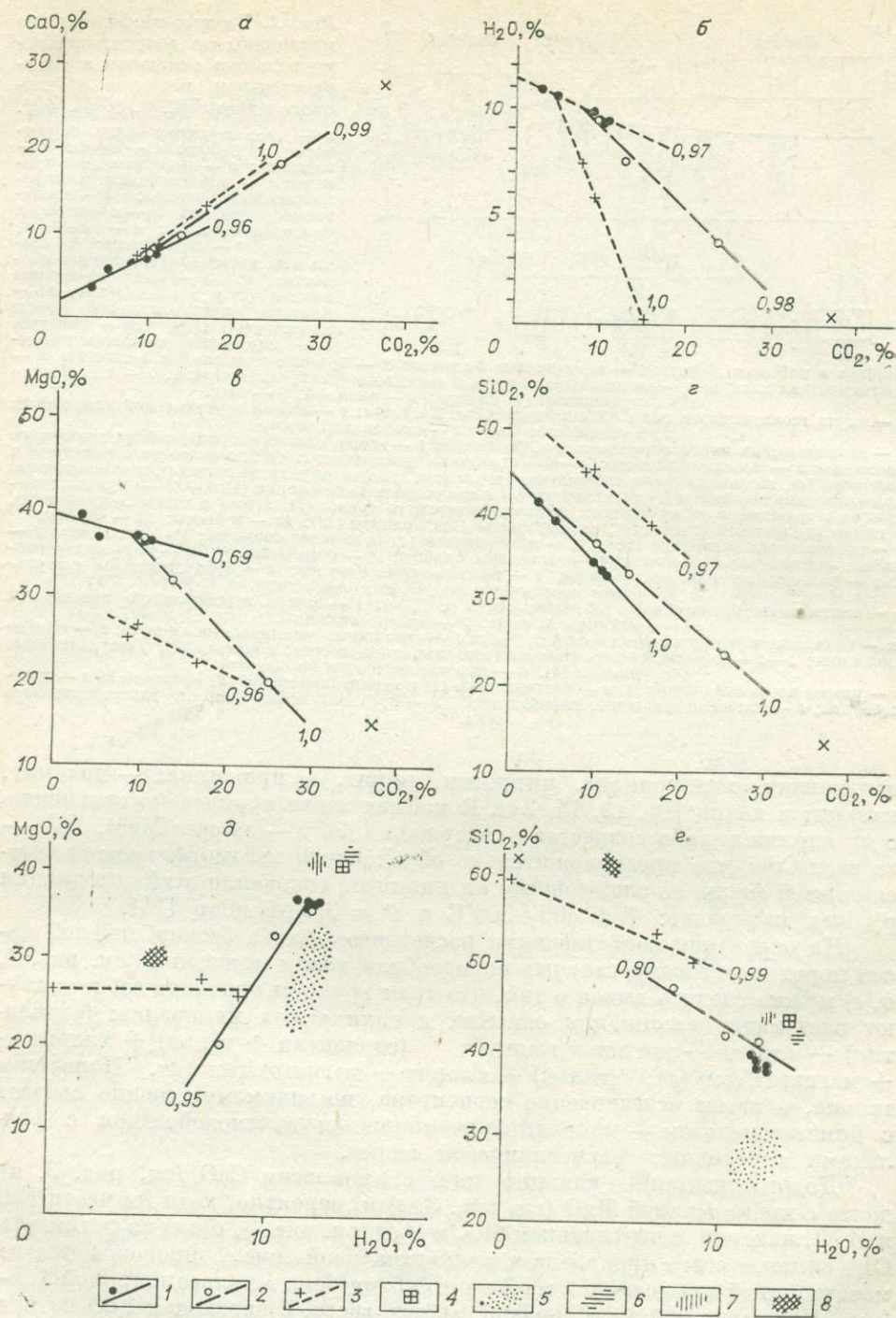


Рис. 3. Корреляционные диаграммы состава ультраосновных пород Офалу.

Исходные аналитические данные см. [13, 8]. Диаграммы *a* — *г* построены по аналитическим данным, пересчитанным на безводную основу; *д*, *е* — по данным, пересчитанным на бескарбонатную основу (за исключением помимо CO₂ всего CaO и такого количества MgO, которое необходимо для связывания CO₂, остающегося сверх CaCO₃, в форме MgCO₃); бескарбонатная основа примерно характеризует состав окисно-силикатной части пород.

1—3 — фигуративные точки и прямые регрессии первой, второй и третьей групп анализов соответственно; 4 — средний состав анализов первой группы, пересчитанный на 1,0% Al₂O₃ и 1,0% FeO (что примерно соответствует исключению гематита, магнетита и хлорита); 5—8 — поля составов минералов по У. Диру: хлоритов из ультраосновных пород (5), антигоритов (6), ливардитов и хризотилов (7), тальков (8).

Таблица 1

Сопоставление средних составов доверхнекаменноугольных основных и ультраосновных пород Мечекского района и эклогитов, лерцолитов и гарцбургитов (окисел — вес.%, элементы — г/г)

Компонент	1(5)	2а(6)	2б(5)	3а(3)	3б(10)	4(69)	5(71)	6(1)	7(1)
SiO ₂	45,54*	45,05	43,68	43,75	44,07	45,7	45,0	49,66	47,36
TiO ₂	0,02	0,01	0,05	0,00	0,05	0,2	0,1	0,98	0,20
Al ₂ O ₃	2,43	2,01	1,59	2,45	1,26	3,7	1,7	18,27	20,39
Cr ₂ O ₃	—	—	0,43	—	0,44	0,3	0,3	—	0,10
Fe ₂ O ₃	7,52	6,72	—	6,28	—	5,1	6,8	2,35	2,08
FeO	2,19	2,41	8,46	0,59*	7,69	3,6	2,2	6,50	3,41
MnO	0,14	0,13	0,15	0,09	0,12	0,1	0,1	0,18	0,09
MgO	39,60*	43,21	45,36	46,51*	44,71	38,4	42,6	7,28	8,83
CaO	2,30*	0,31	0,26	0,18*	1,63	2,3	0,7	11,38	15,29
Na ₂ O	0,11	0,07	—	0,06	—	0,3	0,2	3,10	1,96
K ₂ O	0,05	0,07	—	0,08	—	0,1	0,1	0,21	0,23
P ₂ O ₅	0,09	0,01	—	0,01	—	—	—	0,08	0,05
Sc	—	12	22	6	20	—	—	100	—
Ti	—	85	498	214	552	—	—	—	—
V	—	84	42	20	38	—	—	40	—
Cr	—	3000	1600+	927	1600+	—	—	100	—
Mn	—	644	—	955	—	—	—	1600	—
Co	—	99	91	74	95	—	—	6	—
Ni	—	490	2070	821	2300	—	—	40	—
Cu	—	76	10	17	12	—	—	60	—
Zn	—	—	—	311	—	—	—	100	—
Pb	—	7	—	12	—	—	—	60	—
Sn	—	14	—	5	—	—	—	6	—
Ga	—	2	—	28	—	—	—	16	—
B	—	—	40	—	22	—	—	16	—
Y	—	3	—	8	—	—	—	400	—
Ce	—	166	—	4	—	—	—	—	—

Примечание: 1 — первая группа анализов серпентинитов Офалу; 2а — средний состав серпентинитов Хелешфа; 2б — то же, по данным табл. 2; 3а — средний состав ультрабазитов Дьод, 3б — то же, по данным табл. 2; 4, 5, — средние океанические лерцолит и гарцбургит [4]; 6, 7 — эклогиты Герчёна [17] и Полярного Урала [5]. В скобках — количество анализов. Звездочкой отмечены концентрации, полученные на основании корреляций с CO₂ (см. рис. 3).

разительно контрастирует с тем, что на контакте с гранитоидами практически никаких изменений не наблюдалось.

По химическому составу серпентиниты Хелешфа довольно точно соответствуют гарцбургиту, с чем согласуются и высокие содержания микроэлементов, в первую очередь хрома и никеля (см. табл. 1, табл. 2). По данным дифференциально-термического и рентгеноструктурного анализов [9—11], среди серпентиновых минералов преобладает лизардит (по другим данным [18] — антигорит); его сопровождают хризотил, хлорит, монтмориллонит и брусит, а также кальцит, доломит, сидерит, магnezит и спорадические диаспор, бемит и дравит (магниевого турмалина). Условия встречаемости и соотношения большинства этих минералов не изучены.

При петрографическом исследовании ультрабазитов было выяснено, что они лишены всяких следов структур, характерных для дьордских метагарцбургитов (см. ниже). Наиболее ранний минерал — антофиллит (реликты), замещаемый в основном тальком и магнетитом. В породе преобладают тальк и серпентин совместно с серпентином и иддингситом в виде тонкочешуйчатого агрегата.

Внутри серпентинитов залегают аплиты-микрограниты (10 интервалов длиной $3,4 \pm 2,1$ м), возможно, дайки [15, 19]. На контактах с сер-

Новые анализы ультрабазитов Мечекского

Компонент	77	80	85	91	93	95	99
SiO ₂	38,94	40,71	39,65	38,23	37,63	38,68	37,11
TiO ₂	0,05	0,06	0,06	0,04	0,06	0,05	0,04
Al ₂ O ₃	1,76	1,35	1,30	1,34	0,94	0,77	0,67
Cr ₂ O ₃	0,339	0,344	0,372	0,400	0,358	0,353	0,372
FeO _{общ}	6,50	6,49	6,90	6,70	6,96	6,70	6,70
MnO	0,088	0,113	0,119	0,099	0,112	0,101	0,106
MgO	37,91	38,48	38,90	38,26	40,23	40,32	38,17
CaO	0,54	0,92	1,77	0,82	0,93	0,72	2,33
Na ₂ O	0,01	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,026	0,025	0,022	0,024	0,023	0,018	0,037
CO ₂	0,45	0,35	0,60	0,60	0,50	0,70	0,85
H ₂ O ⁺	12,48	10,92	9,43	13,58	12,99	11,84	13,69
Σ	99,09	(99,76)	99,12	100,09	100,73	100,25	100,75
B	18	27	59	21	17	22	17
Sr	11	7	9	>7	>7	25	>7
Ba	9	>7	>7	10	9	>7	>7
Sc	22	19	23	23	22	20	18
Ti	620	640	680	580	590	520	549
V	63	43	31	38	32	32	32
Co	110	100	90	92	90	98	90
Ni	<2500	2200	2300	2270	2357	2200	2500+
Cu	13	20	10	8	10	10	8

Примечание. F: 100 — (85m; 120, 91m; 200); P > 100; Be > 0,46; Y > 4,6; La > 20; АН СССР (г. Москва), аналитики Э. М. Гриневская, Н. М. Коровин, С. М. Черногорова.

пентинитами породы интенсивно замещаются магнетитом, а сам серпентинит сильно оталькован [18]. Эти явления, очевидно, представляют собой следствие контактово-реакционного метаморфизма.

Хлорит-талк-доломит-магнетитовые породы были описаны [15, 18] как тальковые кристаллические сланцы, чередующиеся с доломитами и серпентинитами и пронизанные магнетитовыми прожилками. Их возникновение объяснялось зеленосланцевым метаморфизмом ультрабазитов с наложенным гидротермальным воздействием [15]. О минералогии, петрографии и петрохимии этих пород нет никаких сведений. По ассоциации микроэлементов [15] их возникновение из ультрабазитов видно достаточно отчетливо.

На основании осмотра образцов (из керна) участие растворов в формировании этих пород представляется бесспорным, присутствие же первичных доломитов — весьма сомнительным. Наряду с серпентинитами в этом интервале встречены породы, визуальнo диагностируемые как мелкозернистые амфиболиты, так что серпентиниты, возможно, залегают в составе метаморфической серии, а современный контакт с гранитами возник лишь после метаморфизма. Наиболее ранний минерал серпентинитов — антофиллит — можно считать продуктом метаморфизма в амфиболитовой фации, но неясно, соответствует он степени метаморфизма вмещающих пород или нет.

Ультрабазитовое тело, вскрытое скв. Дьод-2 (Gy-2, см. рис. 2, в), является наиболее крупным в районе. Оно залегают в толще амфиболитов, гнейсов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации, содержащих ставролит, алмадин, биотит [20], и образует крутонадающее плитообразное тело длиной 7 км и шириной 300—500 м. Контакты не вскры-

Таблица 2

района (окислы — вес.%, элементы — г/т)

104	113	130	393	483	519	522	525
36,16	38,67	38,16	37,74	38,38	38,74	38,52	37,55
0,03	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,05	0,04
0,73	0,98	1,13	1,32	1,40	1,56	1,47	1,22
0,531	0,347	0,366	0,385	0,360	0,394	0,378	0,368
7,10	6,39	6,55	7,43	7,33	7,17	7,44	7,60
0,119	0,081	0,095	0,147	0,135	0,134	0,143	0,122
37,10	39,76	40,43	39,89	39,21	40,08	39,28	39,81
4,10	1,00	1,03	0,41	0,16	0,23	0,19	0,16
—	—	—	—	0,33	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—	—
0,031	0,026	0,026	0,018	0,028	0,019	0,026	0,020
3,15	0,55	0,41	0,40	0,42	0,25	0,47	0,30
12,07	13,06	12,10	12,92	12,62	11,54	11,95	12,62
101,12	100,89	100,34	100,71	100,40	100,15	99,92	99,81
10	14	14	36	31	64	33	36
65	7	>7	>7	8	>7	8	>7
>7	>7	>7	>7	>7	>7	>7	>7
17	19	17	22	17	16	29	28
360	470	510	510	470	480	520	510
43	24	41	48	43	37	45	38
115	84	80	92	92	84	98	90
2200	2000	2300	2400	2100	2273	2087	1491
8	8	8	10	11	15	13	12

Yb > 0,76; Zr > 7,6 (77m; 13, 80m: 11, 95m;12); Nb > 10; Cr > 1600. Анализы выполнены в ГЕОХИ

ты; метаморфическая полосчатость и сланцеватость падают под углом 60—80°, маркируя, вероятно, падение самого тела и находясь в соответствии со сланцеватостью вмещающих толщ.

По валовому химическому составу дьбодские ультрабазиты соответствуют гарцбургитам, высокие концентрации микроэлементов, в первую очередь хрома и никеля, свидетельствуют о магматическом происхождении первичных пород (см. табл. 1, 2). В составе ультрабазитов установлены следующие минералы: серпентин (в основном лизардит, меньше — хризотил), форстерит, энстатит (по рентгеноструктурным определениям, клиноэнстатит, что маловероятно), хлорит, тальк, магнетит, доломит, брусит, диаспор, бемит, турмалин, мусковит и альбит [10, 11], а также актинолит и тремолит [15, 18].

Путем петрографического изучения пород и состава слагающих минералов (табл. 3) было выяснено, что наиболее ранние из них — крупные (до нескольких сантиметров) кристаллы энстатита ($f = 12\%$) и оливина ($f = 10-11\%$), сохранившиеся в виде реликтов, но, судя по структуре, некогда слагавшие практически всю породу — метаярцбургит. От рудных минералов (вероятно, хромшпинелида) этого парагенезиса не осталось даже реликтов, так что температуру кристаллизации определить невозможно; судя по отсутствию антофиллита, она превышала 700°C. Не исключено, что метаморфизм этой первой стадии протекал в условиях гранулитовой фации.

Вторая стадия метаморфизма, проявившаяся после интенсивной деформации (катаклаза) породы, привела к возникновению энстатита-II (в небольшом количестве; $f = 10\%$), антофиллита и талька с магнетитом. Антофиллит развивается по энстатиту-I. Тальк замещает оливин по не-

Результаты микронзондовых анализов минералов

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	40,3	57,4	57,8	60,1	42,15	44,5	28,55
TiO ₂	0,0	0,03	0,01	0,0	0,0	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	0,02	0,08	0,10	0,10	0,0	0,0	17,0
Cr ₂ O ₃	—	—	0,01	0,03	0,01	0,0	4,27
Fe ₂ O ₃	1,61	0,24	9,25	1,90	2,30	3,90	4,42
FeO	9,35	6,99	—	—	0,79	—	—
MnO	0,23	0,20	0,15	0,03	0,09	0,17	0,04
NiO	—	—	0,11	—	—	—	—
MgO	49,1	34,4	33,2	32,9	41,7	43,6	33,4
CaO	0,01	0,12	0,11	0,01	0,03	0,05	0,08
Na ₂ O	—	—	0,12	0,18	0,15	0,11	0,13
K ₂ O	—	—	0,05	—	0,03	0,10	—
H ₂ O	—	—	(2,0)	(4,0)	(12,0)	(8,0)	(12,0)
Сумма . . .	100,62	99,64	101,01	99,25	99,25	100,45	99,94

Результаты пересчета на

Si	0,985	1,995	7,543	7,696	1,967	6,165	5,427
Ti	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,002	0,007
Al	0,001	0,003	0,016	0,015	0,000	0,000	3,808
Cr	—	—	0,001	0,003	0,000	0,000	0,642
Fe ³⁺	0,030	0,006	0,909	0,183	0,081	0,407	0,639
Fe ²⁺	0,191	0,203	—	—	0,030	—	—
Mn	0,005	0,006	0,016	0,003	0,004	0,020	0,007
Ni	1,788	1,782	6,458	6,280	2,902	9,005	9,462
Mg	0,000	0,004	0,016	0,002	0,001	0,007	0,016
Ca	—	—	0,031	0,045	0,013	0,029	0,048
K	—	—	0,009	—	0,002	0,017	—
Сумма . . .	3,000	4,000	15,012	14,227	5,000	15,652	20,050
O	4	6	23	22	7	22	28
f, %	11,0	10,5	12,3	2,8	3,7	4,3	6,3

Примечания. В первой части таблицы Fe распределено между Fe₂O₃ и FeO на основании количества атомов в молекуле (без H₂O), $f = (Fe^{3+} + Fe^{2+}) / (Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg)$. 1—оливин, 2—11 — рудные, 12—13 — антигориты (12 — псевдоморфозы по антофиллиту, 13 — основная масса). Анализы выполнены в Геологическом институте БФ СО АН СССР, аналитик Л. В. Добрецова.

правильной сетке, отражающей, вероятно, трещиноватость, возникшую при катаклазе. При этом создается петельчатая структура с реликтами оливина в ядрах и с магнетитом вдоль границ петель. По ассоциации антофиллита с тальком температура оценивается в 600—650°С. Метаморфизм этой стадии протекал, очевидно, в условиях амфиболитовой фации и примерно соответствовал метаморфизму вмещающих толщ.

Третья стадия метаморфизма проявилась после интенсивной деформации (рассланцовки). В это время возникли серпентин (антигорит по реликтам оливина в ядрах петель, сложенных тальком первой генерации), тальк с карбонатом и магнетитом (по антофиллиту предыдущей стадии) и хлорит с хромсодержащим магнетитом (вероятно, по хромшпинелиду первой стадии). По ассоциации минералов температура оценивается в 400—500°С, метаморфизм соответствует фации зеленых сланцев. Его проявление установлено и во вмещающих гнейсах [20].

Наконец, в качестве четвертой стадии можно выделить возникновение серпентина (лизардита и хризотила) и идингита по оливину. Температура, по-видимому, была около 200—300°С.

из ультрабазитов Мечекского района, вес. %

8	9	10	11	12	13	14	15
29,65	0,61	0,58	1,97	47,3	47,0	31,3	0,18
0,12	1,36	1,18	0,07	—	—	—	—
16,3	1,82	0,89	0,11	0,13	0,17	18,69	0,06
3,20	37,4	8,44	0,25	0,49	0,30	1,86	5,90
4,89	25,40	57,35	66,38	—	—	2,67	52,08
—	25,15	27,97	25,47	3,21	3,40	0,50	23,54
0,04	1,23	0,35	0,15	0,0	—	0,0	0,0
—	0,32	0,36	0,41	—	—	—	—
34,3	4,24	2,95	4,96	41,7	42,5	35,5	1,77
0,05	0,02	0,0	0,03	0,08	0,05	0,0	0,0
0,15	0,0	0,0	—	—	—	—	—
—	—	0,0	—	—	—	—	—
(12,0)	—	—	—	(8,0)	(8,0)	(8,0)	—
100,70	97,55	100,07	99,80	100,91	101,42	98,52	83,53

формульные единицы

5,573	0,023	0,022	0,073	2,065	2,045	5,683	0,008
0,017	0,038	0,033	0,002	—	—	—	—
3,610	0,079	0,039	0,005	0,007	0,009	3,999	0,003
0,475	1,092	0,248	0,007	0,017	0,010	0,267	0,241
0,692	0,707	1,604	1,839	—	—	0,367	1,770
—	0,778	0,869	0,784	0,117	0,124	0,074	0,889
0,007	0,038	0,011	0,005	0,000	—	0,000	0,000
9,610	0,234	0,163	0,272	2,714	2,756	9,610	0,119
0,010	0,001	0,000	0,001	0,004	0,002	0,000	0,000
0,054	0,000	0,000	—	—	—	—	—
—	—	0,000	—	—	—	—	—
20,048	3,000	3,000	3,000	4,924	4,946	20,000	3,000
28	4	4	4	7	7	28	4
6,7	86,4	93,8	90,6	4,1	4,3	4,4	95,7

нии расчетов, а H₂O взято в теоретическом количестве, но в расчетах не фигурирует. О — расчетное ортопироксен, 3 — антофиллит, 4 — тальк, 5 — серпентин, 6 — идингсит, 7,8 — хлориты, 9 — 14 — хлорит, 15 — рудный.

Примерно в 2 км южнее дьодских ультрабазитов среди тех же кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов [15, 20] скважиной Гёрчёнъ-1 (Gö-1, см. рис. 2, в) вскрыты эклогиты. Минеральные парагенезисы, их последовательность и история метаморфизма рисовались в следующем виде [17]. Наиболее ранние минералы — энстатит (бронзит), кианит (?) и цоизит — продукты метаморфизма магматических пород основного состава в гранулитовой фации. Более поздняя минеральная ассоциация представлена гранатом (41% альмандина, 31% пироба, 31% гроссуляра с андрадитом и 1% спессартина; в ядрах кристаллов пироба до 60%), омфацитом и кварцем (эклогитовая фация). При дальнейшем (уже ретроградном) метаморфизме сначала образуются диопсид и плагиоклаз (36% анортита), затем роговые обманки (каринтин, затем паргасит). Продуктами следующей стадии оказываются биотит, сменяющий его железистый хлорит, а также актинолит, рудный минерал и кальцит. Обедненность сидерофильными элементами и валовой химический состав (см. табл. 1) объясняются сильным метаморфизмом.

Геологические данные по доверхнекаменноугольным

Объект	Вариант интерпретации	Вмещающие образования		
		Название	Возраст	Фашия метаморфизма
Офалу	—	Филлитовая серия	Ранний палеозой	Зеленых сланцев
Хелешфа	а	?	?	Зеленых сланцев
	б			Амфиболитовая
Дьод	—	Кристаллический комплекс	Докембрий	Амфиболитовая
Гёрчёнъ	—			

Следует отметить, что кианит и цоизит могут входить в состав эклогитовой ассоциации, например на Полярном Урале [15, с. 79], а энстатит без плагиоклаза не является запрещенным минералом в эклогитовой фашии [15, рис. 9, 10]. На опубликованных микрофотографиях все три минерала разъедаются только постэклогитовыми образованиями, так что считать их продуктами доэклогитового метаморфизма в гранулитовой фашии нет оснований. Метаморфизму вмещающих пород соответствует возникновение диопсида, плагиоклаза и, вероятно, роговых обманок, а их ретроградному метаморфизму — более поздние минералы.

Обобщая изложенное, можно сделать вывод о существовании в Мечекском районе не менее двух групп доверхнекаменноугольных основных и ультраосновных пород (табл. 4). К одной из них могут быть отнесены серпентиниты (Офалу), к другой — метагарцбургиты (Дьод) и эклогиты (Гёрчёнъ). Аналоги обеих групп вместе с их вмещающими толщами известны в Болгарии [6] в филлитовой серии с телами гнейсов и серпентинитов (им соответствует диабаз-филлитовый комплекс Старой Планины, а кристаллическому комплексу с метагарцбургитами и эклогитами — подобное образование Родоп). Примечательно, что зеленосланцевый метаморфизм филлитовой серии проявляется (ретроградно) и в породах кристаллического комплекса.

Положение серпентинитов Хелешфа неясно из-за степени их метаморфизма и отсутствия сведений по вмещающей толще. Мелкозернистые амфиболиты (?) из интервала тальк-магнезитовых пород могут быть аналогами «метаморфизованных вулканитов», описанных из филлитовой серии Офалу. Далее, начальная степень метаморфизма серпентинитов Хелешфа примерно соответствует метаморфизму гнейсово-бластомилонитовых тел из филлитовой серии Офалу. Корреляции серпентинитов Хелешфа с серпентинитами Офалу, собственно, мешает в основном лишь отсутствие антофиллита в последних. На нынешней стадии изученности, однако, нельзя исключить возможность обнаружения антофиллита или псевдоморфоз по нему и в серпентинитах Офалу, что послужило бы серьезным доводом в пользу интерпретационного варианта «а» (см. табл. 4), хотя и ценой соответствующих изменений в трактовке серпентинитов Офалу. Интерпретационный вариант «б» (см. табл. 4) приводится в качестве альтернативы, означающей наличие в кристаллическом комплексе ультрабазитов двух резко различных типов (Дьод и Хелешфа). Наконец, нельзя сбрасывать со счета и такую возможность, что серпентиниты Хелешфа залегают в новой, не выделенной пока в районе толще.

основным и ультраосновным породам Мечекского района

Основные и ультраосновные породы			Происхождение
Название	Фация метаморфизма	Характер метаморфизма вмещающих толщ	
Серпентинит	Зеленых сланцев	Прогрессивный	Океаническая мантия
Серпентинит	Амфиболитовая	Ретроградный	?
		Прогрессивный	Океаническая мантия
Метагарцбургит	Гранулитовая	Ретроградный	Глубинные зоны континентальной земной коры
Эклогит	Эклогитовая		

ЛИТЕРАТУРА

1. Дир У. А., Хаун Р. А., Зуэман Дж. Породообразующие минералы. Т. 3. Листовые силикаты. М.: Мир, 1966. 317 с.
2. Карта аномалий геомагнитного поля района гор Мечек и Виллани. Аномалии вертикальной напряженности геомагнитного поля. — В кн.: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve, приложение к т. 1, 1964 г.
3. Карта догретичного фундамента г. Мечек и Виллани. — В кн.: Magyar Állami Eötvös Loránd Geofizikai Intézet Évkönyve.
4. Кашинцев Г. Л., Рудник Г. Б., Фролова Т. И. Магматические и метаморфические породы океанского дна. — В кн.: Океанология. Геология океана. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 9—87.
5. Лутц Б. Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии М.: Наука, 1974. 304 с.
6. Офиолиты и ультрабазиты на территории Болгарии. Путеводитель экскурсий, 1982. Рабочее совещание и полевые исследования подкомиссии 2, Болгария, 4.X — 17.X.1982.
7. Протокол совместных полевых работ на территории ВНР и ЧССР, проведенных рабочими группами подкомиссии 2 Проблемной комиссии IX Многостороннего сотрудничества Академий наук соц. стран «Геосинклинальный процесс и становление земной коры», 1983.
8. Balla Z. Plate tectonics interpretation of the South Transdanubian ultramafics. — Acta Mineralogica — Petrographica, Szeged, 1981, v. 1, N 1, p. 3—24.
9. Erdélyi J. Jelentés a «Magyarországi szerpentinitek vizsgálata» témában a mecseki (Helesfa) szerpentinitek első scपोर्टjáról (на венг. яз.: Отчет по теме: «Исследование серпентинитов Венгрии») Фонды Венгерского гос. геол. ин-та, 1970.
10. Erdélyi J. Tervjelentés (на венг. яз.: Плановый отчет по микроминеральному изучению мечекских серпентинитов). Рукопись, Фонды Венгерского гос. геол. ин-та, 1971.
11. Erdélyi J. Magyarországi szerpentinitek mineralógiai vizsgálatáról. — Földtani Kutatás, 1974, v. 17, N 1—2, p. 97—100.
12. Ghanem M. F., Ravasz-Baranyai L. Petrographic study of the crystalline basement rocks, Mecsek Mountains, Hungary. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1969, v. 13, N 1—4, p. 191—219.
13. Ghonein M. F., Szederkényi T. Preliminary petrological and geochemical studies of the area Ófalu, Mecsek Mountains, Hungary. — Acta Mineralogica — Petrographica, Szeged, 1977, v. 23, N 1, p. 15—28.
14. Ghonein M. F., Szederkényi T. Petrological review of the Ófalu serpentinite, Mecsek Mountains, Hungary. — Acta Mineralogica — Petrographica, Szeged, 1979, v. 24, N 1, p. 5—18.
15. Jantsky B. Géologie de socle cristallin granitique de la Montagne Mecsek. — Ann. Inst. Géol. Publ. Hung., 1979, v. 60, p. 195—294.
16. Kassai M. A DK-dunántúli felsőkarbon képződmények elterjedésének meghatározása a szeizmikus és tellurikum adatok alapján. — Ann. Rep. Hung. Geol. Inst. of 1978, 1980, p. 301—307.

17. Ravasz-Baranyai L. Eclogite from the Mecsek Mountains, Hungary.—Acta Geologica Acad. Sci. Hung., 1969, v. 13, N 1—4, p. 315—322.
18. Szederkényi T. A délkeletdunántúli ópaleozóos képződmények geokémiai vizsgálata. Fondi Hung. Geol. Inst., 1970.
19. Szederkényi T. Paleozoic magmatism and tectogenesis in Southeast Transdanubia.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1974, v. 18, N 3—4, p. 305—313.
20. Szederkényi T. Barrow type metamorphism in the crystalline basement of the Southeast Transdanubia.—Acta Geol. Acad. Sci. Hung., 1976, v. 20, N 1—2, p. 47—61.
21. Szederkényi T. A mecseki ópaleozóos — prekambriumi alapszelvények komplex földtani feldolgozása (на венг. яз.). Рукопись, Фонды Венгерского гос. геол. ин-та, 1977.

Д. Говорка

ДОАЛЬПИЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ И АССОЦИИРУЮЩИЕ С НИМИ КОМПЛЕКСЫ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

Домезозойские комплексы магматических и метаморфических пород, представленные массивами гранитоидов и комплексами метаморфитов, выходят на поверхность в центральной и внутренних зонах Западных Карпат (рис. 1).

Широкое распространение метабазальтов и присутствие альпино-типных ультрабазитов характерны для следующих тектонических единиц:

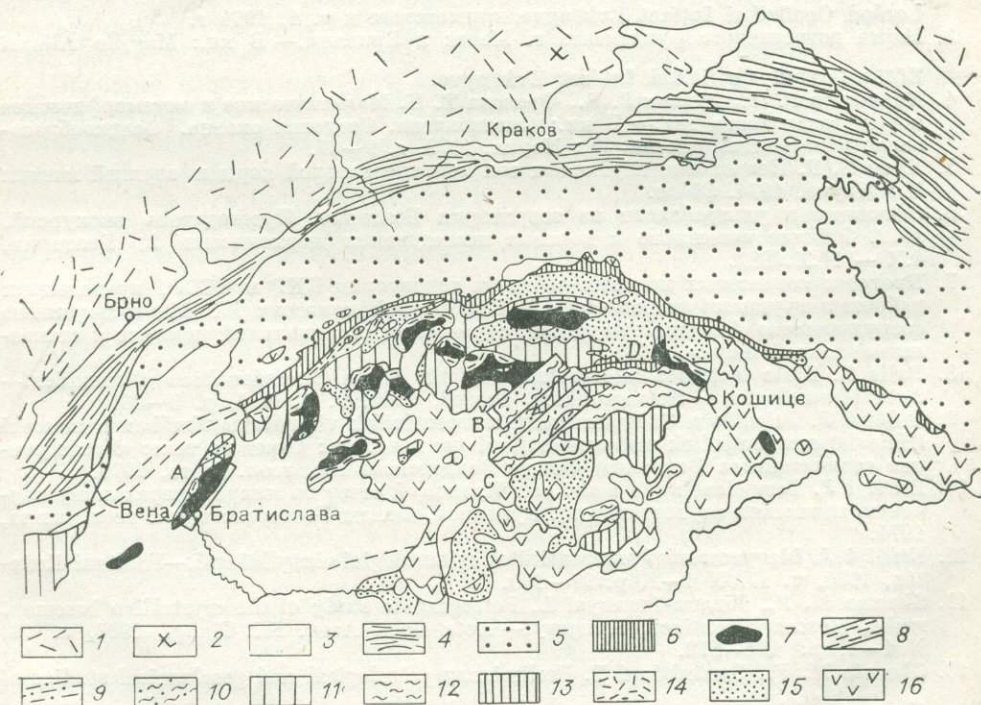


Рис. 1. Тектоническая схема Западных Карпат (по [1], с изменениями).

1 — окраины платформ на внешней стороне Карпатской дуги; 2 — прогибы в окраине платформ; 3 — неогеновые отложения; 4 — неогеновые отложения передового прогиба Карпат; 5 — флишевая зона (верхний мел — палеоген); 6 — Пиенинская зона утесов; 7 — домезозойские комплексы Татрской зоны центральной части Западных Карпат; 8 — мезозойские автохтонные (субавтохтонные) комплексы центральной части Западных Карпат; 9 — мезозойские отложения (манинская группа) зоны утесов; 10 — домезозойские комплексы вепоридной зоны центральной части Западных Карпат; 11 — мезозойские отложения вепоридной зоны (в покровах); 12, 13 — палеозойские (12) и мезозойские (13) отложения внутренней части Западных Карпат; 14 — трансгрессивные отложения сенона центральной части Западных Карпат; 15 — палеоген внутренней зоны Западных Карпат и Венгерского среднегорья; 16 — неогеновые вулканические образования. Участки А — D изображены на рис. 2—5.

Малые Карпаты: metabазальты широко распространены в средней части горной гряды на ее западных склонах;

Краковская зона вепорид, где развиты metabазиты и присутствуют тела гипербазитов;

Когутская зона вепорид: в ней известны тела гипербазитов альпийского типа и спорадические тела амфиболитов;

внутренняя зона Западных Карпат: здесь metabазиты и гипербазиты известны в двух нижнепалеозойских (?) литостратиграфических единицах — раковецкой и клатовской группах (покровах).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Составляющей частью пезинско-пернецкой группы (ППГ) (PZ₁?) Малых Карпат наряду с метаосадками являются metabазиты (рис. 2). Следует подчеркнуть поперечное простирание этого комплекса (север-восток — юго-запад) по отношению к остальным выступам метаморфитов доверхнекарбового возраста Западно-Карпатской провинции. Отношение metabазитов к метаосадкам самое высокое среди домезозойских групп Западных Карпат. Они занимают площадь до 50 км². Взаимоотно-

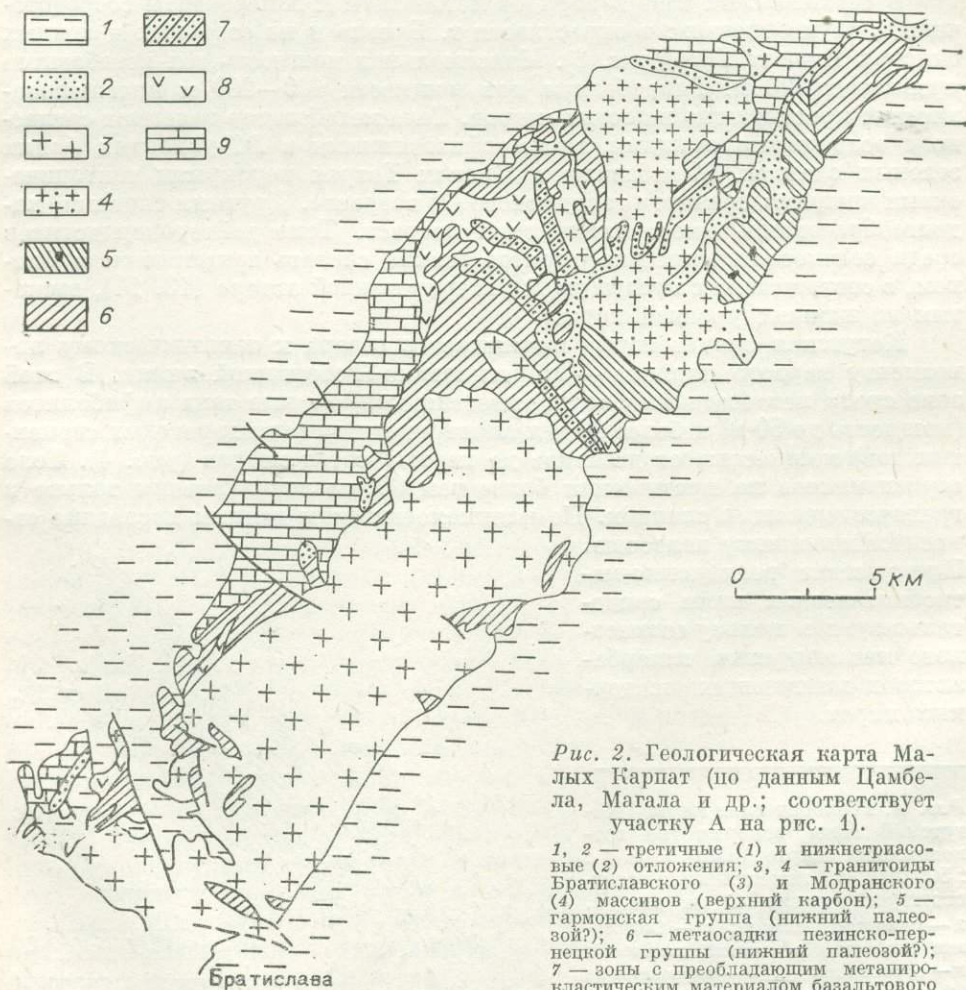


Рис. 2. Геологическая карта Малых Карпат (по данным Цамбела, Магала и др.; соответствует участку А на рис. 1).

1, 2 — третичные (1) и нижнетриасовые (2) отложения; 3, 4 — гранитоиды Братиславского (3) и Модранского (4) массивов (верхний карбон); 5 — гармонская группа (нижний палеозой?); 6 — метаосадки пезинско-пернецкой группы (нижний палеозой?); 7 — зоны с преобладающим метавулканическим материалом базальтового вулканизма; 8 — metabазиты пезинско-пернецкой группы (все — нижний палеозой?); 9 — мезозойские отложения разных тектонических единиц.

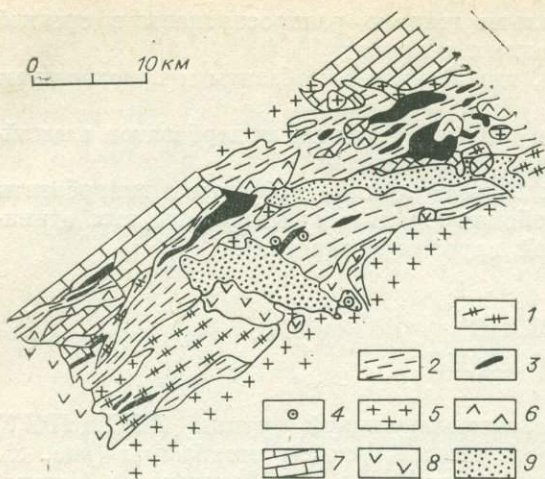


Рис. 3. Геологическая карта Краковской зоны вепорид (по геологической карте СССР м-ба 1 : 500 000; соответствует участку В на рис. 1).

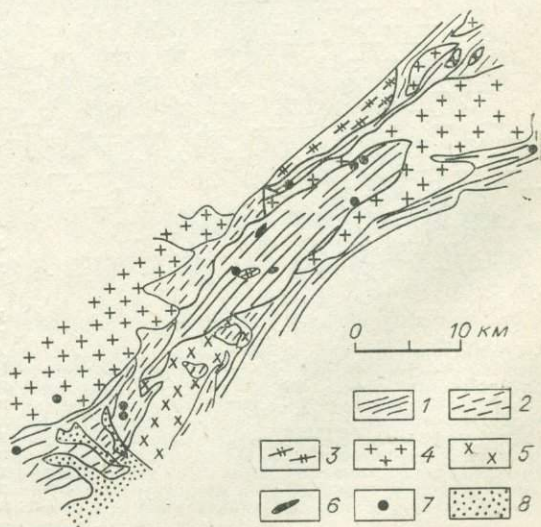
1 — синкинематические мигматиты; 2 — парасланцы; 3 — metabазиты; 4 — тела метаультрабазитов (все — верхний протерозой — нижний палеозой); 5 — варисцийские гранитоиды; 6 — кислые вулканические породы (пермь?); 7 — мезозойские отложения разных тектонических единиц; 8 — верхнетретичные вулканические образования; 9 — третичные осадки.

шения комплекса с подстилающими породами неясны. С запада и северо-запада ППГ перекрыта мезозойскими параавтохтонными образованиями. С юга комплекс metabазитов обрамляется осадками ППГ. На юго-востоке metabазиты комплекса присутствуют в подчиненном количестве.

В Краковской зоне вепорид metabазиты и гипербазиты сосредоточены в двух областях: в окрестности г. Брезно и на северных и южных склонах Низких Татр (рис. 3). Максимальная мощность тел metabазитов превышает 100 м. Гипербазиты при мощности 100—200 м прослеживаются по простиранию на сотни метров. Тела metabазитов залегают согласно с осадочными толщами, метаморфизованными в *PT*-условиях фации зеленых сланцев. Metабазиты в Низких Татрах перекрыты тектоническими чешуями гранитов герцинского (?) возраста. Другими словами, надвигообразование имеет альпийский возраст. Тело дейтероперидотитов среди зеленосланцевых диафоритов можно считать тектоническим блоком, в соответствии с предыдущей интерпретацией автора [13, 14], выжатым из нижних уровней коры.

Когутская зона вепорид примыкает с севера к тектоническому линейamentу первого порядка — Маргецианско-Любеницкой линии. В этой зоне среди метаосадочных толщ известны конформные тела амфиболитов (мощность до 50 м) и более 20 тел апонеридотитов (антигоритовых серпентинитов) мощностью от десятков до первых сотен метров (рис. 4). Тела серпентинитов на протяжении более чем 60 км локализованы только в гранатосодержащих сланцах. По палинологическим данным последние относятся к нижнему палеозою. Присутствие реакционно-метасоматических кайм свидетельствует в пользу совместного метаморфизма гипербазитов и вмещающих осадочных пород.

Рис. 4. Геологическая карта Когутской зоны вепорид (по геологической карте СССР м-ба 1 : 500 000 с изменениями; соответствует участку С на рис. 1). 1 — слюдяные сланцы; 2 — биотитовые филлиты (оба нижний палеозой); 3 — ортогнейсы; 4, 5 — варисцийские (4) и альпийские (5) гранитоиды; 6 — амфиболиты; 7 — метаультрабазиты (обе — нижний палеозой?); 8 — неогеновые осадки.



Во внутренней зоне Западных Карпат (рис. 5) комплекс базальтовых вулканитов, субвулканитов и габброндов является наиболее распространенным среди нижнепалеозойских пород. Он вместе с ассоциирующими осадочными толщами известен под названием «раковецкая группа». Мощная толща метабазальтов (2000—3000 м) [11] отнесена к аллохтонным офиолитам. Составной частью нижнего палеозоя служат кислые риолитовые и кератофировые вулканические образования и осадки флишеидного типа. Их положение в разрезе трактуется по-разному: по мнению одних, гельницкая группа представляет собой допалеозойский фундамент; по мнению других исследователей, гельницкая и раковецкая группы — это латеральный аналог нижнего палеозоя. До настоящего времени считалось, что варисцидский и альпийский метаморфизм во внутренней зоне Западных Карпат отвечал *PT*-условиям зеленосланцевой фации. В последние годы был откартирован метаморфический комплекс амфиболитовой фации [26, 15, 11], который является аллохтоном по отношению к комплексу зеленосланцевых метаморфитов (Клатовский покров [18]). Покров представлен нижнепалеозойскими (?), карбоновыми и частично пермскими комплексами. В нижнепалеозойских отложениях («клатовская группа») присутствуют парагнейсы, ортоамфиболиты, мраморизованные известняки и антигоритовые серпентиниты, часто превращенные в листвениты [18]. Серпентиниты обнаружены только в подошве Клатовского покрова. Иногда они тектонически «выдавлены» в вышележащие карбонатные породы. Мощность линзовидных тел ультрабазитов невелика: от нескольких метров до десятков метров при простираии до 200 м. Породы клатовской группы в Клатовском покрове метаморфизованы в *PT*-условиях амфиболитовой фации при варисцидском орогенезе и затем в *PT*-условиях фации зеленых сланцев в альпийский цикл. Они часто представлены blastsмилонитами и по степени метаморфизма сопоставимы с метаосадками верхнего карбона и перми.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ

В Малых Карпатах преобладают метабазиты низших степеней амфиболитовой фации (амфиболиты, метагабброиды разных типов) [6]. В зонах интенсивной альпийской деформации амфиболиты превращены в зеленосланцевые диафориты — blastsмилониты с актинолитом, хлоритом, альбитом. Соотношения между интрузивными (габбро, долериты) и эффузивными телами данного комплекса не совсем ясны. Исходя из условий залегания, автор считает, что метабазиты западных склонов Малых Карпат представляют собой базальный комплекс всей пезинско-пернецкой группы. Существенно метаосадочная толща, расположенная восточнее главного хребта Малых Карпат, включает самые верхние члены комплекса метабазитов, преимущественно в форме линзообразных тел мощностью в несколько сантиметров. Для этой зоны характерно колчеданное оруденение, частично переотложенное в зонах интенсивной альпийской тектоники. Возраст пезинско-пернецкой группы считается ниже [6, 29] или верхнепротерозойским [23].

Краковская зона вепорид — это область интенсивной доальпийской и альпийской тектоники. Метабазиты представлены blastsмилонитами с метаморфизмом от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации. Реконструкция внутреннего строения комплекса метабазитов затруднена в связи с многоэтапностью метаморфизма.

Тела апоультрабазитов (тальк-тремолит-антигорит-хлоритовые породы) пространственно разобщены с основной массой метабазитов. Они претерпели альпийскую перекристаллизацию совместно с вмещающими метаосадочными породами (сланцевые сланцы). Доказательством этого служит присутствие реакционных кайм на периферии тел гипербазитов (практически мономинеральные талькиты, тремолититы, хлорититы).

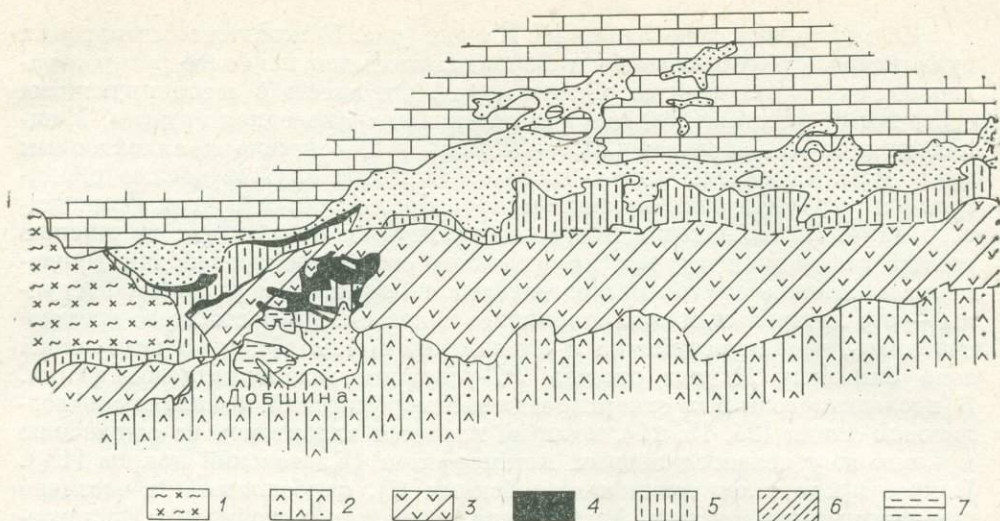


Рис. 5. Геологическая карта северной зоны внутренней части Западных Карпат (по данным Ваяника, Грецулы, Магела, Снопко, Рейхвальдера и др.; соответствует участку D на рис. 1).

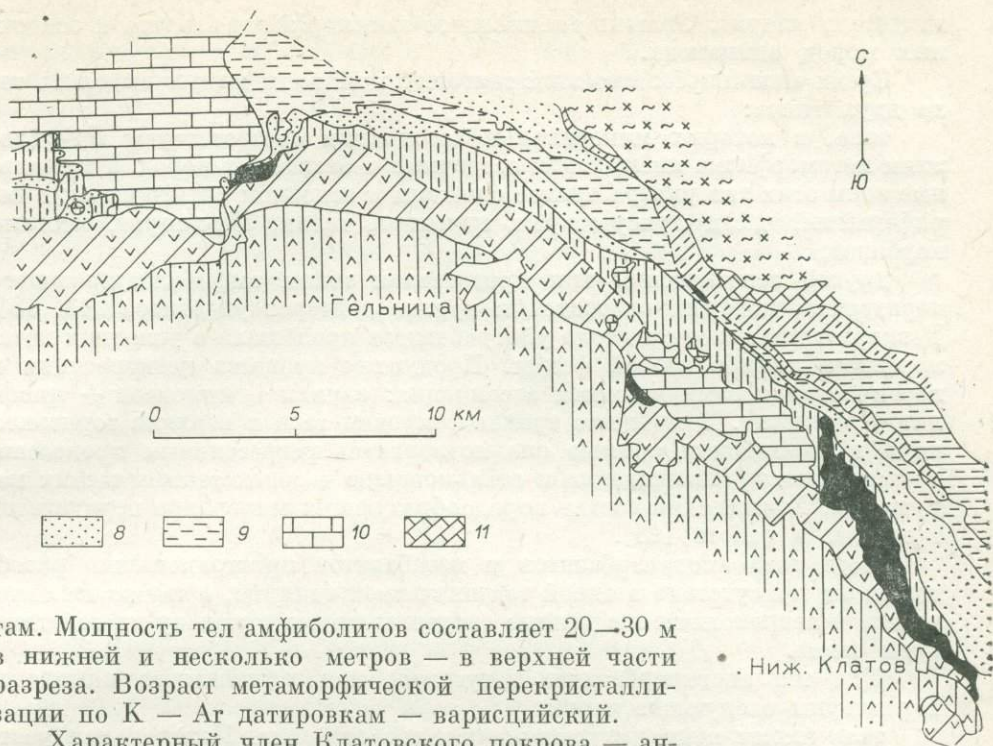
1 — докарбонные комплексы центральной части Западных Карпат; 2—4 — гельницкая (2), раковецкая (3) и клатовская (4) группы (все — нижний палеозой); 5, 6 — добшинская (кроме охтинских слоев) (5) и добшинская группа с охтинскими слоями (6) (обе — верхний карбон); 7, 8 — грмелбская (нижний палеозой?), 7) и кромпашская (пермь, 8) группы; 9 — нижнетриасовые отложения в сланцевой фации; 10 — карбонаты северогемерического мезозоя (силициум); 11 — мезозойские отложения оболочки фундамента центральной части Западных Карпат.

Возраст осадочно-вулканической толщи Краковской зоны вепоридов трактуется как нижнепалеозойский — верхнепротерозойский.

В Когутской зоне вепорид метаосадки (сланцы, биотитовые филлиты) и ортогнейсы преобладают над амфиболитами и гипербазиитами. Амфиболиты представлены отдельными телами мощностью до 10 м и в данной статье не рассматриваются. Тела апоультрабазитов имеют зональное строение: антигоритовое ядро и тремолит-талк-хлоритовые породы по периферии. Размеры тел гипербазитов, имеющих линзообразную или изометричную форму, не превышают 200 м. Протяженность зоны с ультрабазитами превышает 50 км. Возраст комплекса слюдяных сланцев считается нижнепалеозойским.

Во внутренней зоне Западных Карпат в раковецкой группе известны комплекс подушечных лав [2], интрузивные тела диоритов и габбро, метаосадки кластического и пелитового типа, зеленые сланцы. В большом количестве присутствуют карбонатные породы. Мощность комплекса достигает 2—3 км. Вся раковецкая группа метаморфизована в *PT*-условиях фации зеленых сланцев. В базальной части раковецкой группы преобладают осадочные породы, средняя часть разреза представлена вулканическими образованиями, верхняя сложена вулканическими и осадочными породами. Среди вулканических образований встречаются преимущественно тела субвулканитов разной формы, лавовые потоки и подушечные лавы — в подчиненном количестве [2]. По данным [2], наиболее распространены спилитовые фации базальтов. Возраст раковецкой группы трактуется как девонский или девонско-нижнекарбонный (палеонтологические данные отсутствуют).

В клатовской группе, слагающей часть Клатовского покрова [17], метаосадки амфиболитовой фации преобладают над метаосадками, мраморизованными известняками и апоультрабазитами. Рассланцованные амфиболиты (гранатовые, меланократовые) чередуются в разрезе и по laterали с метаосадками типа парагнейсов. В нижней части разреза парагнейсы находятся в подчиненном количестве по отношению к амфиболи-



там. Мощность тел амфиболитов составляет 20—30 м в нижней и несколько метров — в верхней части разреза. Возраст метаморфической перекристаллизации по К — Аг датировкам — варисцидский.

Характерный член Клатовского покрова — антигоритовые серпентиниты. Судя по результатам микроскопических наблюдений и аналитическим данным, первичные ультрабазиты были представлены шпинелевыми перидотитами, которые в результате гидротермальных изменений превращены в листвениты различных типов, иногда с реликтами первичных минералов или текстур.

ПЕТРОЛОГИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

Метабазиты пезинско-пернецкой группы Малых Карпат имеют следующие особенности:

полиметаморфический характер изменения метабазитов, включая альпийский метаморфизм. Интенсивность последнего на разных участках была неодинакова;

при варисцидском метаморфизме в *PT*-условиях амфиболитовой фации происходило замещение пироксена известковым амфиболом (по классификации [20]), раскисление плагиоклаза и т. д. Альпийский метаморфизм проходил в *PT*-условиях фации зеленых сланцев, выражающихся в замещении зеленой роговой обманки актинолитом, альбитизации плагиоклаза, появлении минералов группы эпидота и т. д. Эти минеральные изменения иногда сопровождаются рассланцеванием пород;

среди комплекса метабазитов по реликтам текстур можно выделить породы интрузивного (дайки габброидов), субвулканического и эффузивного типов.

В амфиболитах Кракловской зоны вепоридов не сохранились даже реликты первичных структур и текстур. Им присуща простая ассоциация: кальциевый амфибол + плагиоклаз (An_{30-35}), иногда с гранатом. Во время альпийского метаморфизма породы превратились в blastsмилониты, метаморфизованные в *PT*-условиях от низкотемпературных субфаций амфиболитовой фации до фации зеленых сланцев. Характерные метаморфические минералы — тремолит, альбит, биотит (появляется в приконтактной части метабазитов с биотитовыми гнейсами), минералы группы

эпидота и хлорит. Степень альпийского метаморфизма базитов и осадочных пород одинакова.

Среди апогипербазитов этой тектонической зоны можно выделить тела двух типов:

тела, в которых минеральные ассоциации соответствуют *PT*-условиям метаморфизма вмещающих осадочных и базитовых пород. Центральные зоны этих тел ультрабазитов сложены в основном антигоритом; в периферийной части присутствуют тремолит, тальк, Mg-хлорит, местами карбонат;

другой генетический тип представлен телом амфиболсодержащего перидотита, который относится к группе дейтероперидотитов [13, 18]. Дегидратация исходного тела ультрабазитов произошла в условиях метаморфизма амфиболитовой фации. Продуктом процесса дегидратации и перекристаллизации является ассоциация: оливин + пироксен + тремолит + магнетит. В процессе транспортировки тела в верхние горизонты коры в альпийском орогене она подверглась регрессивным процессам, в частности серпентинизации и оталькованию в зонах тектонических нарушений. Химический состав породообразующих минералов перидотитов приведен в работе [18].

Хотя тела апогипербазитов и metabазитов пространственно разобщены, их присутствие в одной тектонической единице, а также геохимические и петрологические данные свидетельствуют в пользу их генетической связи.

Для тел апогипербазитов когутского кристаллического комплекса характерны следующие черты:

тела имеют концентрически-зональное строение. Центральная часть сложена антигоритовыми серпентинитами без реликтов первичных минералов и структур. По периферии тел развиты породы с тремолитом, хлоритом, тальком, местами — с карбонатом. Хромшпинелиды замещены магнетитом. В краевой части тел возникли реакционно-метасоматические мономинеральные зоны;

исходные породы всех тел имели одинаковый состав, о чем свидетельствуют петрологические и геохимические данные. Первичными породами были перидотиты, наиболее вероятно — шпинелевые перидотиты;

по сравнению с метаперидотитами предыдущей группы в этих телах более высока магнезиальность и содержания никеля, количество кобальта и хрома типично для альпинотипных гипербазитов [14].

Лавовые потоки, подушечные лавы и вулканокластические породы базальтового состава метаморфизованы совместно с сингенетичными осадочными толщами в *PT*-условиях фации зеленых сланцев. Для эффузивов в большинстве случаев характерны ассоциации спиллитов, иногда с офитовой структурой. В лавах изредка наблюдается миндалекаменная текстура [2]. Первичные пироксены базальтов изменены, в породах обычна ассоциация: хлорит + альбит, кое-где со светло-зеленым актинолитом.

Метабазиты Клатовского покрова имеют минеральную ассоциацию: зеленый до коричнево-зеленого амфибол + плагиоклаз ± гранат. Амфибол, по классификации [20], отвечает магнезиальному типу известковой группы амфиболов. Плагиоклаз по составу является андезином (An_{30-35}). В гранате преобладает алмандиновый компонент [17]. На амфиболиты Клатовского покрова наложена перекристаллизация регрессивного типа (бластомилонитизация) альпийской фазы в условиях фации зеленых сланцев. Породы Клатовского покрова претерпели интенсивную гидротермальную переработку, проявленную, в частности, в зонах рудников Рудняны и Добшина.

При тектоническом дроблении тел ультрабазитов и последующей интенсивной гидротермальной переработке никель и кобальт выносились из ультрамафитов и отлагались в форме арсенидов в гидротермальных жилах на вышних горизонтах Клатовского покрова (тип Добшина [16]). Тела апогипербазитов сложены тальком, тремолитом, Mg-хлоритом, кар-

бонатом и магнетитом. Реакционные каймы на контактах тел ультрабазитов свидетельствуют в пользу их совместного метаморфизма (вариссийского и альпийского) с вмещающими породами Клатовского покрова.

ГЕОХИМИЯ

При интерпретации геохимических данных следует иметь в виду, что для всех рассматриваемых тектонических единиц характерен широкий диапазон химических составов изучаемых пород. Это сильно затрудняет генетическую и палеотектоническую реконструкцию.

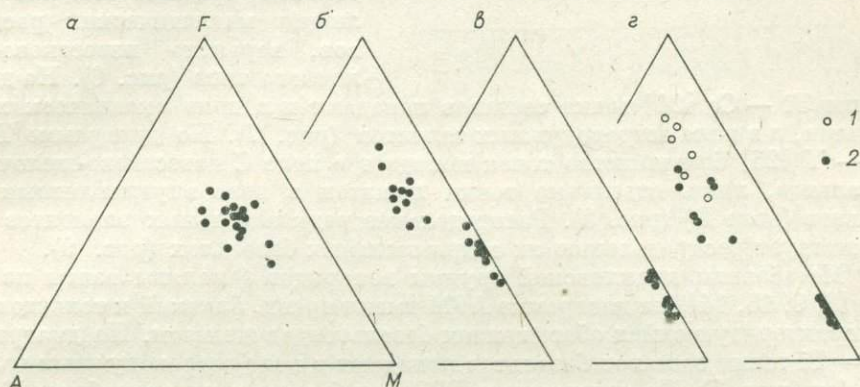


Рис. 6. Диаграмма АФМ для метабазитов и метаультрамафитов.

а — Малые Карпаты; б — Краковская зона вепоридов; в — Когутская зона вепоридов; г — внутренняя зона Западных Карпат.
1 — метабазиты раковецкой группы; 2 — метабазиты Клатовского покрова.

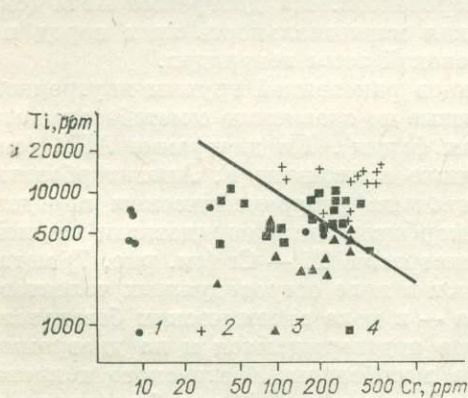


Рис. 7. Диаграмма Ti — Cr для метабазитов Малых Карпат раковецкой группы и краковской зоны [по 24].

1 — раковецкая группа; 2 — Клатовский покров; 3 — Краковская зона; 4 — Малые Карпаты.

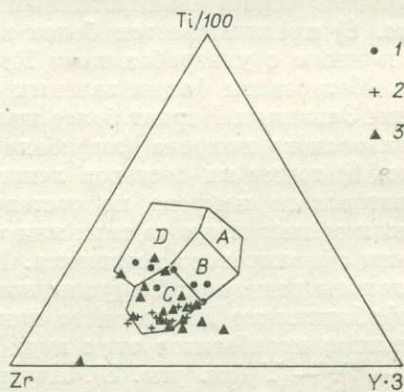
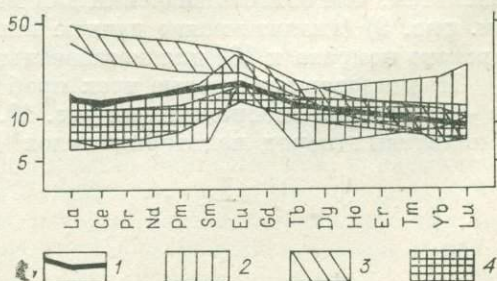


Рис. 8. Диаграмма Ti — Zr — Y для метабазитов Малых Карпат, раковецкой группы и Клатовского покрова [по 25].

1 — раковецкая группа; 2 — Клатовский покров; 3 — Малые Карпаты.

Рис. 9. График нормированных [по 27] содержаний РЗЭ в метабазитах.

1 — Клатовский покров; 2 — Малые Карпаты; 3 — раковецкая группа; 4 — Краковская зона вепоридов.



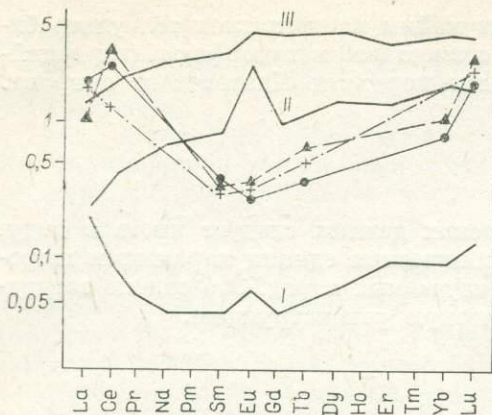


Рис. 10. График нормированных содержаний РЗЭ в метаультрамафитах Клатовского покрова.

I — метаморфические перидотиты; II — кумулятивные габбро; III — верхний горизонт кумулятивных габбро [по 10].

рамме Ti — Cr [24] точки составов попадают и в поле океанических базальтов, и в поле островодужных толеитов (рис. 7). На диаграмме Ti — Zr — Y [25] большинство точек попадает в поле S известково-щелочных базальтов, лишь отдельные точки ложатся в поле внутриплитных базальтов (поле D) (рис. 8). Распределение редкоземельных элементов соответствует распределению их в примитивных базальтах (рис. 9).

Метабазиты краковской группы вепоридов (анализы взяты из работ [8, 9, 13, 14]) на диаграмме AFM имеют тренд, близкий к толеитовому и характеризующийся обогащением базальтоидов железом. На диаграмме Cr — Ti точки составов базальтов попадают в поле островодужных толеитов (см. рис. 7). По содержанию РЗЭ метабазиты и ультрамафиты Краковской зоны вепоридов наиболее соответствуют инициальной стадии зарождающейся островной дуги (см. рис. 9).

Ультрабазитовым телам Когутской зоны вепоридов присущи геохимические черты альцинотипных гипербазитов. На диаграмме AFM (см. рис. 6) прослеживается более высокая магнезиальность этих пород по сравнению с ультрабазитами Краковской зоны вепоридов.

Метабазиты фации зеленых сланцев раковецкой группы внутренней зоны Западных Карпат более железистые по сравнению с метабазалями Клатовского покрова (амфиболитовая фация). На диаграмме AFM (см. рис. 6) точки их составов лежат ближе к вершине F. Апогипербазиты Клатовского покрова по составу отвечают ультрамафическим породам высокомагнезиального типа или метаморфизованным перидотитам нижней части офиолитового комплекса. На диаграмме Ti — Cr (см. рис. 7) метабазаляты раковецкой группы попадают в поле островодужных толеитов, амфиболиты же Клатовского покрова — в поле океанических базальтов. Отличия метабазитов этих двух типов подтверждаются и на диаграмме Ti — Zr — Y (см. рис. 8). Почти все метабазиты Клатовского покрова попадают в поле известково-щелочных вулканитов. В метабазалятах же раковецкой группы более высоки содержания титана, и точки их составов попадают в поля B и D.

Кривые нормализованных содержаний РЗЭ в метабазалятах двух рассматриваемых выше групп существенно отличаются. Усредненная кривая для амфиболитов Клатовского покрова более соответствует примитивным базальтам, чем область значений для метавулканитов раковецкой группы (см. рис. 9) (аналитические данные взяты из [8] для амфиболитов Клатовского покрова и [3] для метабазалятов раковецкой группы).

Нормированные кривые трех проб метаперидотитов из тела Добшина — Тешкарки изображены на рис. 10. Для сравнения нанесены кривые офиолитовых пород некоторых типов [10].

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Для верхних горизонтов комплекса метабазитов Малых Карпат характерны колчеданные месторождения (пирит, пирротин) эффузивно-осадочного типа [7]. Они приурочены к восточной части пояса метабазитов, в которой наблюдается чередование эффузивов с осадочными породами. Колчеданные руды в разной степени метаморфизованы и частично переотложены в альпийское время.

Для Краковской зоны вепорид характерны: пространственная приуроченность колчеданного оруденения к базальтовым эффузивам, метаморфизованным в *PT*-условиях амфиболитовой фации (типоморфным является месторождение в Низких Татрах близ Гельпа);

в теле апогипербазитов у с. Погронская Полгора известны рассеянное медное и никелевое оруденение, проявления кобальта.

Рудные минералы встречаются в форме единичных зерен или неправильных вкрапленников, размерами в несколько миллиметров [18]. В телах апоультрабазитов встречаются зоны тальцитов, вероятно альпийского возраста.

В реакционных каймах тел антигоритовых серпентинитов и в гидротермальных жилах внутри этих тел, залегающих в нижнепалеозойских осадках Когутской зоны вепоридов, известны талькиты высокого качества.

Тела гипербазитов в основании Клатовского покрова претерпели интенсивные гидротермальные изменения (лиственитизацию). Гидротермально-метасоматическая переработка ультрабазитов способствовала выносу из последних никеля и кобальта и переотложению их в виде арсенидов кобальта и никеля в гидротермальных жилах [16]. Жилы с арсенидами локализованы в вышележащих метаморфитах Клатовского покрова и частично в карбонатных породах. В метаосадках и метабазитах Клатовского покрова известны наложенные гидротермальные и гидротермально-метасоматические сидериты.

В метабазальтах раковецкой группы известны мелкие проявления сульфидной минерализации.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

В комплексе метабазитов пезинско-пернецкой группы Малых Карпат присутствуют дайки габброидов. В то же время полностью отсутствуют кислые разновидности вулканитов. Несмотря на сильные метаморфические изменения метабазитов, затрудняющие их генетическую классификацию, на основании геохимических, петрологических и геологических данных можно сделать следующие выводы:

первичные базальты пезинско-пернецкой группы не являлись базальтами океанического дна (базальтами зон спрединга);

в комплексе метабазитов, состоящих из эффузивов и даек, прорываемых затем субвулканическими интрузиями, слабо выражена магматическая дифференциация; магматический расплав имел примитивный характер;

учитывая все аспекты проблемы, первичные комплексы пород, наиболее вероятно, представляли начальную стадию зарождения вулканической дуги. Эта дуга не достигла зрелых стадий, и вулканическая деятельность постепенно сменилась осадконакоплением. К зоне чередования вулканитов и осадков, характеризующей смену вулканизма осадконакоплением, приурочены тела первичных гидротермально-осадочных колчеданных руд;

структура залегания комплекса метабазитов и вышележащего комплекса метаосадков почти перпендикулярна вариссийским и альпийским структурам других горных цепей Западных Карпат. Это свидетельствует в пользу ротационных движений, которые воздействовали на отдельные блоки с океанической, субокеанической или континентальной корой во время вариссийского и, вероятно, альпийского орогенеза.

Распространение метабазитов совместно с телами метаультрабазитов уже ранее послужило причиной того, что Краковскую зону вепоридов назвали «офиолитовой зоной» [19] или зоной с корой океанического типа [22]. Геохимические данные указывают на явную схожесть метабазитов с толеитами океанов. Гипербазиты по сравнению с таковыми Когутской зоны вепоридов имеют более высокую железистость, что позволяет сравнивать их с ультрабазитами кумулятивных комплексов офиолитов.

Супракrustальный комплекс Краковской зоны вепоридов можно сопоставлять либо с субокеанической корой тыловой части островной дуги, либо с профилем раскрывающегося рифта в инициальной стадии его развития. Даже в краковском комплексе мафические вулканические образования (возможно, с комплексом дайкообразных тел) были фундаментом для главной фазы осадконакопления. Осадочный материал имел преимущественно детритический характер.

При тектонических процессах каледонской (?), варисцийской и альпийской эпох комплекс метабазитов (кора океанического типа) был раздроблен вследствие интенсивного сжатия первично раскрывавшегося рифта. Отдельные блоки офиолитов были «выжаты» в комплекс метаосадков периконтинентального типа. Некоторые из тел метабазитов и метаультрамафитов были тектонически внедрены в более низкие части коры континентального типа. При этом в телах метабазитов произошла их «плутонизация», а тела метаультрамафитов были дегидратированы в условиях амфиболитовой фации — возникли «дейтероперидотиты». Во время альпийского тектогенеза тела этого типа были внедрены в более высокие горизонты участков коры континентального типа.

Присутствие тел альпинотипных гипербазитов в зоне, простирающие которой параллельно одному из самых важных линеаментов Западных Карпат — Маргечианско-Любеницкой линии, позволяет считать эти тела фрагментами коры океанического типа или же фрагментами верхней мантии [14]. Эти фрагменты во время варисцийского тектогенеза были тектонически внедрены в кору континентального типа. Колоссальное сокращение пространства в зоне линеамента затрудняет палеореконструкцию обстановки в допалеозойское и палеозойское время.

Нижнепалеозойская «раковецкая группа», включающая комплекс базальтоидных и вулканокластических пород и ассоциирующая с ними пелитовых, местами карбонатных пород, уже была отнесена к офиолитам или офиолитовой ассоциации [4, 11, 21]. Смена по латерали (в первичной структуре в разрезе снизу вверх) базальтов с подушечными лавами [2] и дайками габброидов кислыми вулканитами [12] позволяет предполагать, что этот комплекс формировался в тыловой части островной дуги. В этой интерпретации главными представителями комплексов островодужной зоны выступают известково-щелочные вулканические образования и ассоциирующие с ними осадки (гельницкая группа).

Нижнепалеозойский комплекс пород Клатовского покрова нельзя считать типично офиолитовым. Протолит метаморфитов амфиболитовой фации представляет собой, вероятно, осадочную часть разреза океанической коры, в которой в большом количестве появляется обломочный материал с близлежащего блока с континентальной корой [18].

Хотя геохимические данные далеко не всегда однозначны, на их основании можно сказать следующее:

все дискриминационные диаграммы и графики распределения РЗЭ указывают на резкие различия метабазитов раковецкой и клатовской групп нижнего палеозоя внутренней зоны Западных Карпат;

геологическое положение пород раковецкой группы и их пространственная связь с гельнецкой группой (кислые вулканические образования известково-щелочного типа) указывают на формирование метабазитов раковецкой группы в условиях, близких к условиям начальной стадии возникновения островной дуги. Более примитивные толеиты Клатовского покрова отвечают базальтам океанического дна или, скорее всего, океаническим базальтам дна океанических морей.

1. **Andrusov D.** Géologia československých Karpát.— Vyfav. Slov. akad. vied., Bratislava, 1958. 302 p.
2. **Bajaníc Š.** Pillow lavas of the Rakovec group in the Spissko — Gemerské rudohorie Mts.— *Geologica Carpathica*, 1975, v. 36, p. 341—348.
3. **Bajahíc Š.** Devón Západných Karpát. Manuskript. Geol. Inst. D. Štúra. Bratislava, 1981.
4. **Bajaníc Š., Reichwalder P.** K tectonickému vývoju paleozoika gemeríd a príslahlých oblastí zhladiska globálnej tektoniky.— In: *Československá géologia a globálna tektonika*. Smolenice, 1976, p. 76—82.
5. **Cambel B.** Amfibolické horninyvu Malých Karpatoch.— *Geol. práce, Spr.* 29, Bratislava, 1952, p. 5—70.
6. **Cambel B.** Geologicko-petrografické problémy severový-chodnej časti krystalinika Malých Karpát.— *Geol. práce, Zoš.* 36, Bratislava, 1954, p. 3—74.
7. **Cambel B.** Metalogenetické problémy Centrálnych Západných Karpát, najmä tatroveperid.— *Acta geol. geogr. univ. com. Ser. Geol.*, Bratislava, v. 2, p. 51—62.
8. **Cambel B., Spisiak J.** Geochemistry of rare earths in metabasites of the West Carpathian.— *Geologica Carpathica*, Bratislava, 1979, v. 30, p. 414—434.
9. **Cambel B., Kamenský L.** Geochémia metamorfovaných báziických hornín tatroveperidov centrálnych Západných Karpát. Bratislava: Veda, 1982, p. 5—514.
10. **Coleman R. G.** Ophiolites. Berlin: Springer-Verlag, 1977. 229 p.
11. **Dianiška I., Grecula P.** Amfibolitovo-rulový komplex ako súčasť ofiolitovej suity racoveckého príkrovu.— *Miner. slov.*, Bratislava, 1979, p. 405—427.
12. **Grecula P., Varga I.** Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along geotraverse.— *Miner. slov.*, Bratislava, v. 11, p. 289—297.
13. **Hovorka D.** Ultrabasic rocks of the Kraklová zone of West Carpathian.— *Geol. práce, Zpr.* 41, Bratislava, 1967, p. 137—151.
14. **Hovorka D.** Geochemistry of the West Carpathian Alpine-type ultramafic rocks. *Náuka o Zemi, XI*. Bratislava: Veda, 1977, p. 3—158.
15. **Hovorka D., Mihalov J., Ondrejko K.** Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudnians.— *Miner. slov.*, Bratislava, 1975, v. 11, p. 481—507.
16. **Hovorka D., Ivan P.** A hydrothermal leaching of an ultrabasic body — a determinant phenomenon of the Co — Ni arsenides vein deposit genesis (Dobšiná, West Carpathian).— *UNESCO Int. Symp. Metallog. Mafic and Ultramafic complexes: East Mediter., West Asia Area and Comp. similar Metallog. Environment World*. Athen, 1976, oct. 9—11, v. 2, p. 172—184.
17. **Hovorka D., Spisiak J.** Coexisting garnets and amphiboles of metabasites from Rudnians Area (the Paleozoic, the Spissko — Gemerské rudohorie Mts., the Western Carpathians).— *Miner. slov.* Bratislava, 1981, v. 13, p. 509—525.
18. **Hovorka D., Ivan P., Spisiak J.** Nappe with amphibolite facies metamorphites in the Inner Western Carpathians — its position, origin and interpretation.— *Miner. slov.*, Bratislava, v. 16 (in press).
19. **Kamenický L.** Rozmiestnenie a géneza mezo- a kenozoického magmatizmu v Západných Karpatoch.— *Miner. slov.*, Bratislava, 1975, v. 7, p. 13—25.
20. **Leake B. E.** Nomenclature of amphiboles.— *Mineral. Mag., L.*, 1978, v. 42, p. 533—563.
21. **Mahel M.** Postavenie gemerika.— *Miner. slov.*, Bratislava, 1975, v. 7, p. 33—52.
22. **Mahel M.** Palinspastic picture of the West Carpathians in the basic evolutionary stages.— In: *Geodynamic Investigation in Czechoslovakia. Final Report*. Bratislava: Veda, 1979, p. 179—186.
23. **Máška M., Zoubek V.** The principal division of the West Carpathians and their pre-neoideic basement.— In: *Tectonic Development of Czechoslovakia*. Praha: Ústř. úst. geol., 1960.
24. **Pearce J. A.** Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus.— *Tectonophysics*, 1975, v. 26, p. 41—67.
25. **Pearce J. A., Cann J. R.** Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis.— *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1978, v. 19, p. 290—300.
26. **Rozložník L.** Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej.— *Zborn. geol. vied, rad ZK*, Bratislava, 1980, v. 4, p. 95—147.
27. **Schmitt R. A., Smith R. H., Olehy D. A.** Rare-earth yttrium and scandium abundances in meteoritic and terrestrial matter.— *Geochim. and Cosmochim. Acta*, 1964, v. 28, p. 67—86.
28. **Ultramafic rocks of the Western Carpathians/Ed. by D. Hovorka.** Bratislava, Geol. Inst. D. Štúra, 1984 (in press).
29. **Zoubek V.** Poznámky o krystaliniku Západných Karpát.— *Věstník Ústř. úst. geol.*, Praha, 1975, v. 12, p. 207—239.

ДОАЛЬПИЙСКИЕ ОФИОЛИТЫ И ДРУГИЕ БАЗИТЫ И УЛЬТРАБАЗИТЫ РУМЫНСКИХ КАРПАТ И ДОБРУДЖИ

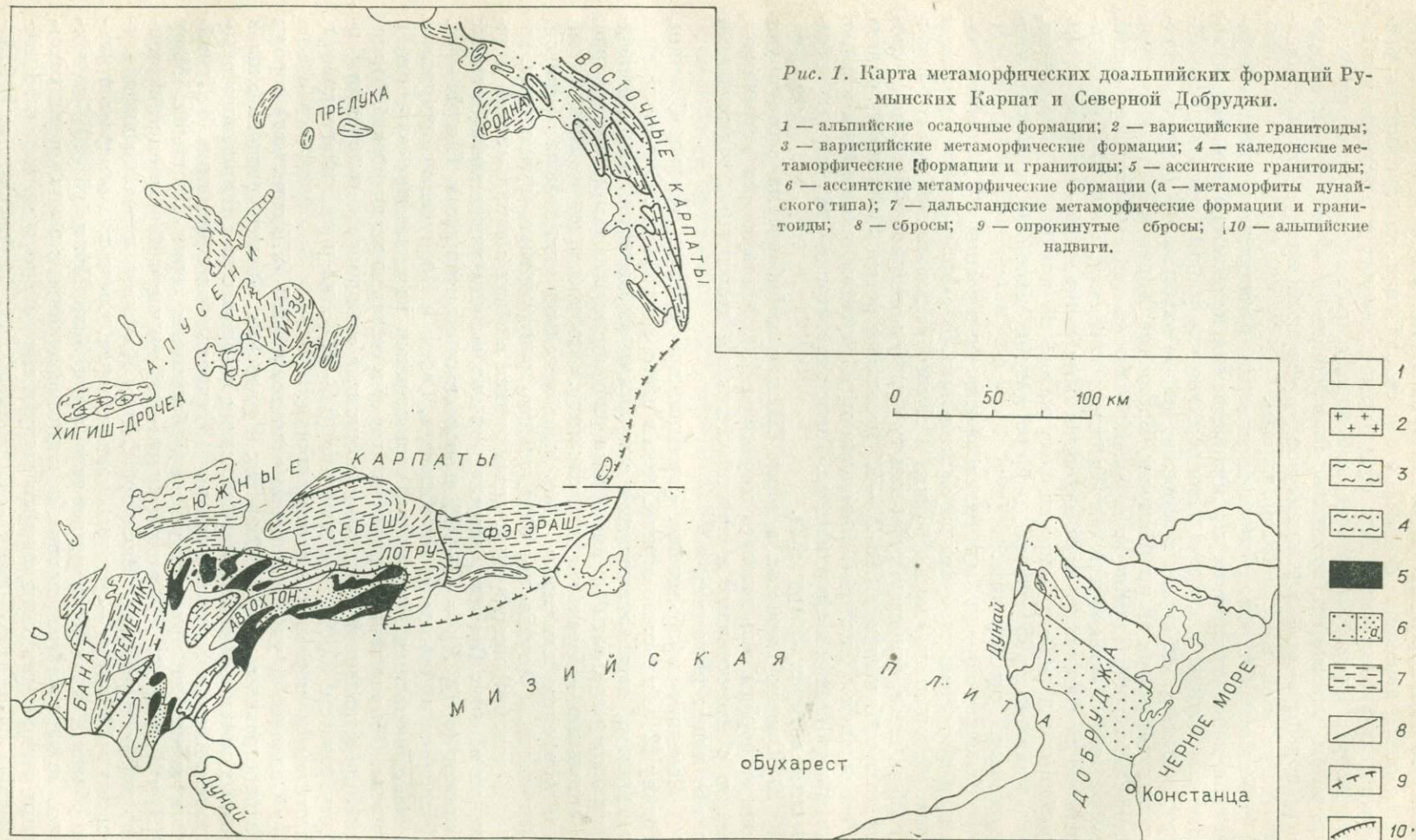
Меланократовые доальпийские породы Румынии расположены в разных складчатых и метаморфизованных сериях, принадлежащих четверем тектономагматическим циклам: дальсландскому, ассинтскому (байкальскому), каледонскому и варисийскому (рис. 1). Разделение этих серий проведено с использованием данных геохронологии. Дальсландские серии в Карпатах образуют аллохтонные массы, и их отличие от рифейских во многих случаях дискуссионно [13]. Принадлежность базитов и ультрабазитов к офиолитам в большинстве случаев неясна. Наибольшее сходство с офиолитами имеют некоторые комплексы в ассинтских и каледонских структурах. Распространение основных и ультраосновных пород показано на рис. 1.

Серии кристаллических дальсландских сланцев (850 ± 50 млн. лет), с которыми ассоциируются основные и ультраосновные породы, расположены преимущественно в Южных Карпатах (гетская единица), но встречаются также в Восточных Карпатах, в горах Апусень и в Добрудже. В этих метаморфических сериях меланократовые породы образуют амфиболитовые комплексы, как, например, комплекс C_5 — серии Себеш-Лотру и Миниц в горах Семеник, комплекс C_2 — амфиболиты гор Лотру [22] и Себеш [13], серия Кумпэна-Холбэв гор Фэгэраш [1].

Ультраосновные породы (перидотиты и серпентиниты) встречены в горах Семеник, Себеш и Лотру в кристаллических дальсландских породах в виде мелких линзовидных тел. Они не обнаруживают расслоенности, за исключением ультраосновного тела, расположенного в долине Паскоая (горы Лотру). В перидотитовой серпентинизированной массе его находится линзовидное обособление амфиболита, вероятно сформированного за счет прослоя или шпиря габбро в процессе метаморфизма высокой степени. Существует предположение, что эти тела представляют собой олистолиты, которые были оторваны и обдуктированы из океанической докембрийской коры и включены в олистострому с матрицей, сформированной отложениями дальсландского флиша на окраине океанической зоны. Матрица и олистолиты были затем метаморфизованы совместно.

Ультраосновные породы этих тел отличаются разнообразием структур, что определяется в первую очередь региональным метаморфизмом и метасоматическими процессами, воздействием более поздних послеметаморфических растворов на фоне снижения температуры. Тела серпентинитов в горах Семеник, расположенные в зонах биотита и альмандина, частично превращены в талькиты, местами талькиты с тремолит-актинолитовым амфиболом. Краевые части тел представляют реакции с кристаллическими силикатными сланцами и сложены флогопитом и тремолит-актинолитовым амфиболом. Тела из зон с дистеном или дистеном и ставролитом содержат в краевых зонах только тремолит и актинолит. Зоны реакции с амфиболом и биотитом (флогопитом) формируются на контакте тел ультраосновных пород с анатектитовыми пегматитами и венититовыми мигматитами в горах Лотру.

Часть тел ультраосновных дальсландских пород сложена метаморфизованными перидотитами разных типов (гарцбургитами, лерцолитами, верлитами, саксонитами) и реже — дунитами. Для этих тел, в которых породы имеют гранобластические структуры, характерен следующий метаморфический парагенезис: ортопироксен — оливин и клинопироксен — амфибол (тремолит — актинолит) + тальк + хромит + магнетит. Из-



вестно, что ультраосновные породы под воздействием сильного регионального метаморфизма ($T \geq 450^\circ\text{C}$) наиболее полно перекристаллизованы, затем изменены процессами серпентинизации, талькизации и, возможно, лиственизации под воздействием поздних и послеметаморфических растворов. Ультраосновные породы, расположенные в зонах с хлоритом, биотитом и, возможно, алмандином ($T = 450^\circ\text{C}$), как, например, породы в палеозойских сериях, претерпели прямую серпентинизацию первичной магматической породы.

Для амфиболитовых пород характерна полосчатая текстура, оформленная меланократовыми и лейкократовыми полосами мощностью в несколько сантиметров, с которыми ассоциируют редкие прослои парагнейсов, слюдяных сланцев и кварцитов, иногда известняков или кристаллических доломитов (горы Фэгэраш, Восточные Карпаты). Эта структура могла быть унаследована от первичной сланцеватой структуры основных туфов, переслаивающихся с туфитовыми породами, более богатыми полевыми шпатами и другими алюминиевыми силикатами или даже с терригенными породами, или она получилась, по крайней мере частично, вследствие метаморфической дифференциации, например процессов мигматизации «лит пар лит».

Основные породы были метаморфизованы в разных PT -условиях, начиная с изограды хлорита до силлиманита. В зависимости от степени и типа регионального метаморфизма и от состава дометаморфических пород (габбро, лавы, основные туфы или туффиты) появились амфиболиты, сложенные плагиоклазом ($An\ 20-40$) и зеленой роговой обманкой, иногда в ассоциации с биотитом, алмандином, магнетитом, ильменитом и редко клинопироксеном и алмандином. Такие эклогитоподобные породы встречаются в горах Лотру [22].

В Южных Карпатах в горах Себеш с амфиболитами ассоциируют иногда породы эклогитового характера [9]. Местами они встречаются вместе с известняками и кристаллическими доломитами, содержащими также линзы магнетита.

Лептинит-амфиболитовая формация присутствует в горах Семеник, Годяну [2] и в составе серии Сомеш в горах Апусень [6]. Она состоит из лептинитов, переслаивающихся с полосами амфиболитов. Первые представляют результаты метаморфизма риодацитов или кварц-кератофиров, а остальные — базальтов или спилитов. Это позволяет сделать вывод, что формация или могла быть первоначально спилит-кератофировой, или явилась результатом бимодального рекуррентного вулканизма.

В доломитовых породах, находящихся в зонах с силлиманитом и диэстеном в горах Семеник, встречаются полосы или линзы амфиболитов с салитом ($c \wedge Ng = 43-56^\circ$) и основным плагиоклазом ($An\ 44-46$). Комплексы амфиболитов гор Семеник, Себеш и Прелука ассоциированы с марганценосным горизонтом, составленным из силикатов марганца и железа. Обычно такие горизонты входят в состав марганценозной формации, представленной в основном слюдяными сланцами с марганцевым ферримусковитом (60%), пьмонтитом (0,5—1%), кварцем, плагиоклазом, биотитом и марганцевым турмалином.

Основные и ультраосновные ассинтские (550—570 млн. лет) породы распространены во всех областях Румынских Карпат, расположены в разных метаморфических сериях, среди которых серии Дунайского автохтона в Южных Карпатах авторы [13] считали более древними. В Дунайском автохтоне присутствуют амфиболитовые серии Дрэгэшан, Мэру [19] и Йелова [12]. В Гетском покрове той же части Карпат описаны эпиметаморфические серии Валялуй Стан и Кэрпиниш с телами амфиболитов и крайне редко — ультраосновных пород. Среди них отмечается пластообразное метаморфизованное тело серии Валялуй Мунтелуй [10], состоящего из ядра ультраосновных пород (серпентиниты с реликтовыми участками перидотитов), над которым следуют метагабброидные породы. В метагаббро содержатся реликты клинопироксена, окруженные амфиболи-

товыми породами. Серия Бихария характерна для Северных Апусень [6]. В Восточных Карпатах за альбит-хлоритовыми сланцами серии Тулгеш хронологически следуют кислые метатUFFы. Первые ассоциированы с метаморфизованными месторождениями силикатов и карбонатов марганца и железа, а последние — с сингенетическими метаморфизованными месторождениями полиметаллических сульфидных руд [10].

Тела ультраосновных ассинтских пород, как и в дальсландских сериях, имеют малые размеры. Они состоят из lizardит-антигоритового серпентина, в котором замечаются псевдоморфозы бастита по ортопироксену. Местами встречаются прожилки асбеста. За исключением расслоенного тела Валя Мунтелуй, остальные тела, хотя они находятся среди амфиболитов, не обнаруживают расслоенности или интрузивных соотношений с окружающими породами. По этой причине вышеупомянутая гипотеза, согласно которой тела неслоистых ультраосновных пород из кристаллических дальсландских сланцев представляли собой олистолиты, погруженные в терригенные дометаморфические отложения, применима также для ассинтских пород.

Метаморфизм амфиболитовых серий осуществлялся в условиях, существовавших приблизительно между зонами формирования ставролита и хлорита, и достигал больших значений только в исключительных случаях, особенно вблизи синорогенных гранитоидных плутонов. Здесь происходит контактовый «синкинематический» метаморфизм, или метаморфизм «дунайского типа», проявляющийся почти одновременно с региональным метаморфизмом. Некоторые серии амфиболитов Южных Карпат и гор Апусень взаимодействовали с растворами синкинематических гранитоидов, будучи мигматизированы; таким образом формируются мигматиты «лит пар лит» и агматиты.

Серии амфиболитовых пород, в особенности расположенные в Дунайском автохтоне, представляют собой чередование полос ортоамфиболитов и амфиболовых гнейсов, богатых плагиоклазом, с кварц-полевошпат-лейкократовыми гнейсами, реже с полосами слюдяных сланцев с гранатом и дистеном или биотитовыми кварцитами. Амфиболиты состоят из плагиоклаза, зеленого амфибола, биотита, реже граната, ильменита, магнетита. Но наряду с ними появляются эпидот и хлорит благодаря регрессивному варисцидскому метаморфизму, влиявшему на ассинтскую инфраструктуру одновременно с метаморфизмом палеозойской супраструктуры.

Меланократовые породы каледонского цикла известны пока только в Северной Добрудже, к юго-востоку от Исакча и в нескольких других точках. Они очень слабо метаморфизованы, так же как и другие формации серии Боклуджа (кембрий — силур), в рамках которой они составляют характерный комплекс. Этот комплекс сложен метабазальтами, метадолеритами и метагаббро [17]. Основные породы распространены в районе Gilmele Insirate к югу от с. Рачелу. Эти породы слабometаморфизованы в низкотемпературных субфациях зеленосланцевой фации и прорываются каледонскими гранитоидами. Они имеют бластоофитовую или бластоидноморфную текстуру и слабо деформированы при стрессе. Породы сложены альбитизированными кристаллами плагиоклаза, в основной массе которого расположены ксеноморфные выделения клинопироксена или амфибола. Плагиоклаз образует слабо удлиненные, часто полисинтетически сдвойникованные идиоморфные кристаллы, и нередко замещается вторичными глинистыми минералами. Слабо измененный плагиоклаз содержит от 28 до 30% аортитовой молекулы и сдвойникован по альбитовому и альбит-карлсбадскому законам. Пироксен, по оптическим свойствам отвечающий авгиту ($c \wedge Ng = 45^\circ$), образует слабо удлиненные выделения с неровными краями. Обычно он замещен амфиболом, реже — агрегатом хлорита, магнетита и лейкоксена.

Выделяются две разновидности вторичных амфиболов. Амфиболы первой генерации, развивающиеся по клинопироксену, имеют следующие оптические свойства: Ng — светло-зеленовато-коричневый, Nm — темно-зеленовато-коричневый, Np — желтовато-коричневый, $c \wedge Ng = 20^\circ$.

Очень редко встречаются амфиболы со следующей схемой плеохроизма: *Ng* — коричневый, *Nm* — темно-коричневый, *Np* — желтовато-коричневый. Амфиболы второй генерации, замещающие первую генерацию, представлены актинолитом, образующим тонкие игольчатые кристаллы. Актинолиты обладают следующими оптическими свойствами: *Ng* — светло-голубовато-зеленый, *Nm* — светло-зеленовато-голубой, *Np* — практически бесцветный, с $\wedge Ng = 15^\circ$. Акцессорные минералы представлены магнетитом, образующим аллотриоморфные кристаллы. Реже встречаются игольчатые выделения апатита. Другие вторичные минералы представлены пистацитом, кварцем, хлоритом. Последние два нередко образуют мелкие прожилки.

Основные породы вариссийского цикла (320 млн. лет) девон-нижнекарбонového возраста, представлены чаще основными магматитами. Комплекс метабазальтовых пород, переходящий в одну метаморфизованную вулканогенно-осадочную формацию, расположен в серии Пэиушень в горах Хигиш-Дроча [7, 17]. Эти породы метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев, зоны с хлоритом. Метаморфизованный вулканогенно-осадочный комплекс расположен также в горах Пояна Рускэ, где ассоциируется с железными месторождениями типа Lahn Dill [11]. В Дунайском автохтоне также преобладают основные метагифы, ассоциирующиеся с филитами и кристаллическими палеозойскими известняками, в которых встречаются и олистолиты ультраосновных пород с отделениями родингитов. В местности Юць на Дунае развивается комплекс интрузивных пород, состоящий из дунитов, серпентинизированных перидотитов и метагаббро (флазергаббро) [3]. Он расположен между двумя сериями кристаллических пород и представляет, скорее всего, линзу офиолитов в зоне надвига или асимметрический лополит. В пермских формациях северной части гор Апусень развивается спилит-кератофировая слабометаморфизованная серия, а в области Банат переслаиваются только кислые вулканы [23].

Петрологическая и геохимическая характеристики описанных выше пород четырех тектономагматических циклов обнаруживают как многочисленные признаки сходства, так и некоторые различия (рис. 2, 3).

Химический состав дальсландских амфиболитов, когда они не контаминированы, сходен с составом основных толеитовых пород, что подтверждает и содержание малых элементов. Некоторые эцлогитоподобные амфиболиты с гранатом и клинопироксеном, расположенные в горах Лотру, содержат значительные количества железа ($Fe_2O_3 = 3,53-4,71\%$; $FeO = 15,32-19,28\%$) и TiO_2 (8,54—10,39%), которым соответствуют повышенные количества, колеблющиеся между 380 и 640 г/т. В этом отношении они подобны альпийским породам с феррогаббро [22].

Первичные магмы сформировались во всех случаях в верхней мантии (см. рис. 2, 3, а). Некоторые амфиболиты все-таки соответствуют известково-щелочному тренду вследствие нескольких факторов, одним из которых могла быть магматическая дифференциация; известно, что поздние продукты толеитовых магм смещаются с толеитового поля к известково-

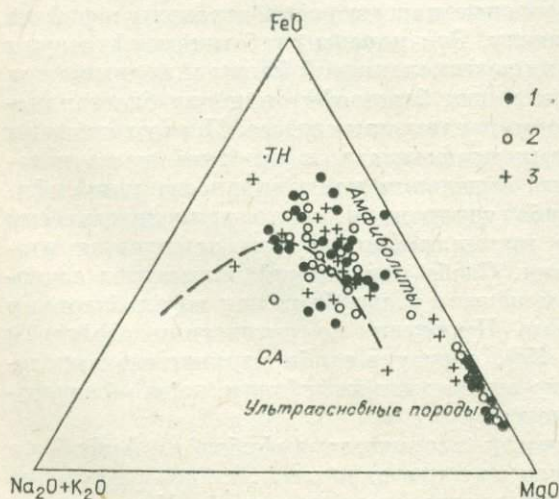


Рис. 2. Диаграммы $FeO - MgO - Na_2O + K_2O$.

1—3 — дальсландские (1), ассиитские (2) и палеозойские [по 17] (3) породы.

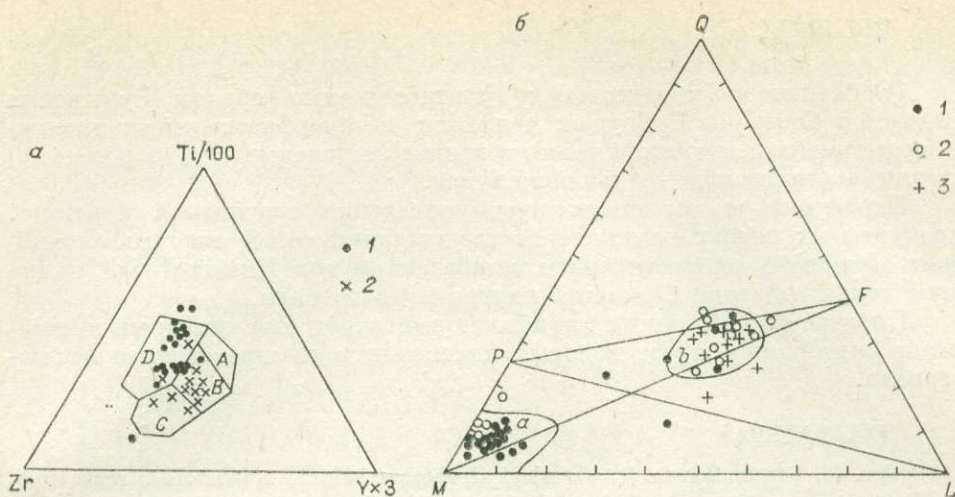


Рис. 3. Диаграмма Ti — Y — Zr (а) и QLM [по 4] (б).

а: 1, 2 — герцинские (Хигиш-Дроча) (1) и каледонские (Добруджа) (2) породы.
 б: 1—3 — дальсландские (1), ассинтские (2) и палеозойские (3) породы.

щелочному из-за большого количества Na_2O . Другие вероятные факторы следующие: смешивание основных туфов (туффитов) с алюмосиликатным материалом во время их седиментации, метаморфическая дифференциация и изменения, появляющиеся в составе амфиболитов под влиянием процесса артеритовой, синкинематической и синметаморфической мигматизации [19].

Амфиболитовые ассинтские породы Южных Карпат резко отличаются от метабазальтов и варисских метадолеритов гор Хигиш-Дроча по содержаниям Ti и Zr [16]. Эти два элемента обнаруживают в названных амфиболитах положительную корреляцию; область колебания расположена между 1000 и 20 000 г/т для Ti и 25—300 г/т для Zr. На диаграмме Ti — Zr — Y ассинтские амфиболиты распространены во всех трех полях, установленных по критериям Пирса [15] для вулканических пород [20]. Если допустить, что эти породы сформировались в океанической зоне, смещение некоторых составов в поле вулканитов островодужного типа и в поле внутриплитного магматизма предопределено, вероятно, вышеупомянутыми факторами, определяющими изменения в химическом составе пород (см. рис. 3, а).

Содержания Ti (5500—19 000 г/т) и Zr (65—340 г/т), а также других малых элементов в основных каледонских слабометаморфизованных породах Северной Добруджи [17] близки к содержаниям таковых в ассинтских породах. На диаграмме Ti — Y — Zr большинство этих пород расположено в поле базальтов океанического дна (см. рис. 3).

В отличие от метаморфизованных ассинтских и каледонских вариссийские породы гор Хигиш-Дроча часто имеют повышенные содержания Ti (>12 000 г/т) и Zr (>200 г/т). На диаграмме Ti — Y — Zr (см. рис. 3) их составы проектируются в поле составов внутриплитного типа [21].

Как мы отметили в работе [20], базит-ультрабазитовые породы четырех тектономагматических циклов обнаруживают явное сходство с альпийскими офиолитовыми породами, потому что на диаграмме QLM (см. рис. 3, б) они расположены в тех же двух характерных полях, что и офиолиты Альп, Апеннин и Динарид [4]. Тот факт, что доальпийские амфиболиты, происходящие из толеитовых магм, переслаиваются с терригенными метаморфизованными сериями, вероятно, объясняется тем, что в докембрийских и палеозойских геосинклиналях осаднение было более активным и сильно проявлялось еще на начальных стадиях образования океанических зон. В этом отношении может быть проведена аналогия с мезозойскими офиолитами гор Бюкк (Венгрия).

ВЫВОДЫ

Основные амфиболитовые и ультраосновные породы Румынских Карпат и Северной Добруджи являются метаморфизованными продуктами магматизма, происходившего в ранние (первичные или доорогенные) стадии океанических доальпийских зон.

Первичные магмы имели преимущественно толеитовый характер, продукты их перекристаллизации представляют собой аналоги альпийских офиолитов, за исключением метабазальтов гор Хигиш-Дроча, имеющих характеристики базальтов внутриплитного типа.

Процесс формирования амфиболитовых пород был осложнен некоторыми факторами, определяющими изменения в составе первичного материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Anton L., Constantinescu R. Petrological observations on amphibolitic rocks from West Fagaras Mts.— D. S. Inst. Geol. Geofiz., Bucuresti, 1982, v. LXVI, N 1, p. 187—206.
2. Bercia I. Metamorfitile din partea centrală si de sud. a Masivului Godeanu.— Stud. Tehn. Ec., Bucuresti, 1975, v. 1, p. 12.
3. Bercia I., Bercia E. Contributii la studiul serpentinitelor din Banatul de Sud.— An. Com. Geol., Bucuresti, 1962, v. XXXII, p. 425—480.
4. Burri C., Niggli P. Die jungen eruptivgesteine des mediterranen Orogen. V. 1. Zürich, 1945. 110 p.
5. Codarcea-Dessila A. Studiul geologic si petrografic al regiunii Rasinari — Cisnădiara — Sadu.— Mem. Com. Geol., Bucuresti, 1965, v. VI, p. 1—96.
6. Dimitrescu R. Muntele Mare, studiul geologic si petrografic.— An. Com. Stat. Geol., Bucuresti, 1966, v. XXXV, p. 165—239.
7. Giuscă D. Observatii asupra formatiunilor cristaline si metamorfismului de contact al granitelor din masivul Highis.— St. cercet. geol., 1962, v. VII, N 2, p. 319—327.
8. Irvine T. N., Baragar W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks.— Can. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523—548.
9. Kasper H. U., Focsa I. Ein neuse Eklogitoorkommen un Kristallin der Südkarpaten (Rumänien).— Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr. Géologie, 1973, v. 17, p. 95—98.
10. Krätner H. Consideratii genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpatilor Orientali.— St. si cerc. geofiz. geogr. Ser. geologie, 1965, v. 10, p. 195—227.
11. Krätner H. G. Die hercynische Geosynklinalerzbiildung in den rumänischen Karpaten und ihre Beziehungen zu der hercynischen Metallogeneese Mitteleuropas.— Mineral Deposita, 1970, v. 5, p. 323—344.
12. Muresan M., Elatarova-Top A., Pitulea Gh. Caracterele petrochimice si evolutia rocilor bazice si ultrabazice din cristalinul de Lelova (zona Comenita — Urda Mare din Banatul de SW).— I. G. G., 1974, v. LX/1, p. 53—85.
13. Pavelescu L., Pavelescu M. Cercetari geologice si petrografice în zona mediana a Carpatilor Meridionali.— An. Inst. Geol., Bucuresti, 1970, v. XXXVIII, p. 181—222.
14. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis.— Earth Planet. Sci. Lett., 1973, v. 19, p. 290—300.
15. Pearce J. A., Gale G. H. Identification of ore deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks.— In: Volcanic processes in ore genesis. Special Publ. L., 1977, v. 7, p. 14—24.
16. Savu H., Udrescu C. Distribution of Zr in some basic rocks from Romania and its petrological significance.— Proc. X Congr. C. B. G. A., 1975, v. IV, p. 214—221.
17. Savu H., Udrescu C. The Pre-alpine basic and ultramafic rocks from Romania.— D. S. Inst. Geol. Geofiz., 1981.
18. Savu H., Bratosin I., Neacsu V. Remarks on the petrology, geochemistry and tectonics of the geological formations of the Parîng Mountains concerning especially the Drăgan amphibolites series (South Carpathians).— D. S. Inst. Geol. Geofiz., 1981, v. LXVIII/5.
19. Savu H., Udrescu C., Neacsu V. Rocile bazice metamorfozate si granitoidele paleozoice din regiunea Gîmele Insiolate (Dobrogea de Nord).— St. cercet. geol. geofiz. geogr. Ser. geologie, 1981, v. 26, N 2, p. 185—196.
20. Savu H., Hann H. P., Udrescu C., Neacsu V. Petrologia si geochimia amfibolitelor din seria de Maru (Muntele Mic) si a rocilor ultrabazice asociate lor.— D. S. Inst. Geol. Geofiz., 1981, v. LVIII/1.
21. Savu H., Tiepac I. Noi date asupra geochimiei si genezei masivului de roci bazice metamorfozate si alcaline de la Birzova (Muntii Drocea).— D. S. Inst. Geol. Geofiz., 1982, v. LXVI/1, p. 207—224.

22. Savu H., Udrescu C., Calinescu E. Petrology and geochemistry of dalslandian ultramafic and basic metamorphosed rocks of the Getic unit (Lotru Mountains).— D. S. Inst. Geol. Geofiz., 1982, v. LXVIII, N 1, p. 175—197.
23. Stan N., Udrescu C. L'étude pétrochimique des roches spilitique de Cordu Moma (Monts Apuseni — Roumanie). Leur genèse.— Rev. roum. géol. géoliz. géorg. Ser. Géologie, 1980, v. 24, p. 83—98.

Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили, М. А. Кекелия,
Т. Г. Чхотуа

ПЕРИОКЕАНИЧЕСКИЕ И ОКЕАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕО-ТЕТИСА В СТРУКТУРАХ КАВКАЗА

Палеозойский Тетис, по-видимому, представлял собой океанический бассейн как по строению коры, так и по характеру осадконакопления. Согласно известным реконструкциям, основанным на данных о закрытии Атлантического и Индийского океанов и совмещений границ материковых склонов, а также на материалах палеомагнитных и биогеографических исследований, Палео-Тетис отделял в течение всего палеозоя Гондвану от материковых массивов Европы и Азии. Региональные геолого-геофизические и геохимические данные свидетельствуют в пользу того, что в центральном отрезке Альпийско-Гималайского складчатого пояса (Кавказ, Турция, Иран) Палео-Тетис маркируется офиолитовым швом Северной Анатолии — Малого Кавказа — северного склона Эльбруса [3].

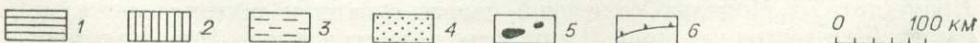
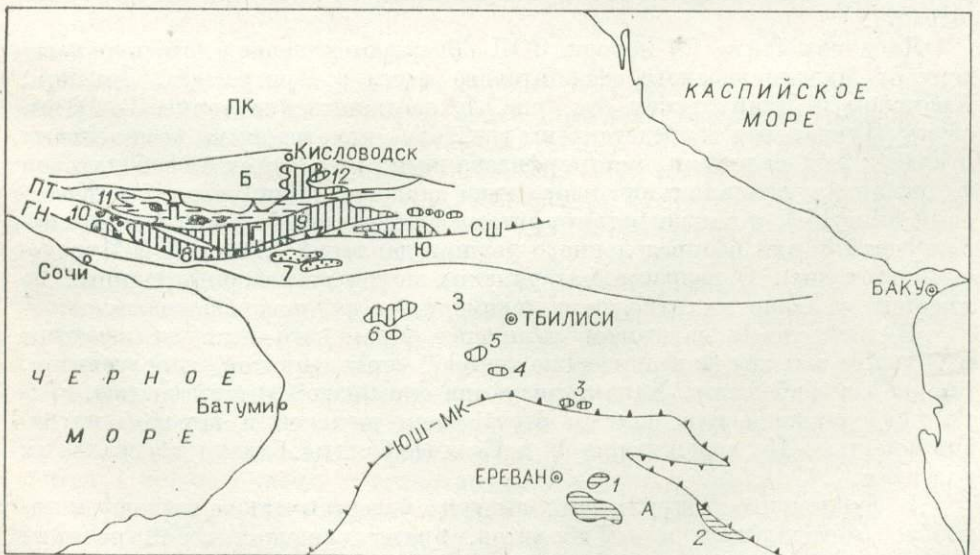


Рис. 1. Схематическая карта выходов периекеанических комплексов Палео-Тетиса в тектонических зонах Кавказа.

1 — комплексы пассивной (Гондванской) окраины; 2—5 — комплексы активной окраины: островодужные (2), интрадуговой рифта (PZ₂₋₃) (3), краевого моря в автохтонном (4) и аллохтонном (5) залегании; 6 — шовные зоны (ГН — СШ — главный надвиг — северная корневая зона, ЮШ — МК — Малокавказская, или Южная шовная зона, ПК — Предкавказское краевое море, Б — Бечасынская зона (островная дуга), П — интрадуговой рифт Передового хребта (в раннем — среднем палеозое), Г — зона Главного хребта (островная дуга), Ю — зона Южного склона (краевое море), З — Закавказская зона (островная дуга), А — Приараксинская зона (шельф пассивной окраины Гондваны), ПТ — Пшекиш-Тырныузская зона разломов). Цифры на схеме — номера выходов палеозойских комплексов (объяснения в тексте).

По обе стороны от шва периферические комплексы обнажаются в виде различных по величине разрозненных выходов пород осадочного и магматического происхождения, часто в той или иной степени метаморфизованных. Шов разделяет Кавказский регион на две геологические провинции: пассивную континентальную окраину на юге и активную — на севере (рис. 1).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ КОМПЛЕКСОВ ПАЛЕО-ТЕТИСА

Периферические комплексы *пассивной окраины* Палео-Тетиса представлены осадками карбонатного шельфа Гондваны (см. рис. 1, 1 и 2), слагающими квазиplatformный чехол области с континентальной корой, сформированной в результате байкальской консолидации. Это мелководные органогенные известняки и доломиты с кварцитами, кварцевыми песчаниками и аргиллитами силура (?), девона, нижнего карбона и перми мощностью 4000—5000 м. Палеозойские магматические породы здесь неизвестны, варисский метаморфизм и складчатость проявлены очень слабо.

Периферические комплексы *активной (северной) окраины* Палео-Тетиса весьма разнообразны и представлены породами, характерными для современных островных дуг, интрадуговых рифтов и краевых морских бассейнов. В качестве комплексов островодужного типа рассматриваются неметаморфизованные и различно метаморфизованные осадочные и магматические породы Закавказской зоны и зон Большого Кавказа.

В разрезах Закавказской островной дуги (ЗОД) выделяются породы фундамента незрелой островной дуги, терригенно-карбонатные отложения нижнего — среднего палеозоя, варисские гранитоиды и мелководные и наземные риолит-андезитовые вулканогенные образования карбонового возраста.

Допаалеозойские (?) породы ЗОД обнажаются непосредственно к северу от Малокавказского офиолитового пояса в Мургузском, Локском, Храмском и Дзирульском (см. рис. 1, соответственно точки 3—6) выступах фундамента и представлены гнейсово-мигматитовыми комплексами и слюдяными сланцами, метаморфизованными в условиях амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового типа давлений (Дзирульский и Храмский выступы), а также метаморфитами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций неопределенного режима давлений (Локский и Мургузский выступы). О возрасте материнских пород достоверных данных не имеется, условно их относят к докембрию — раннему палеозою.

В гнейсово-мигматитовом комплексе Храмского выступа известны небольшие выходы (тектонические чешуи?) серпентинитов, пироксенитов, габбро и амфиболитов. Характеризуются они низкой титанистостью, низким содержанием или полным отсутствием щелочей и высокой магнетизальностью. По содержанию V и Cr амфиболиты близки абиссальным толеитам.

В фундаменте Дзирульского выступа известны также выходы метагаббро, метадиабазов и амфиболитов, представляющих собой реликты догранитного основания в составе гнейсово-мигматитового комплекса. Кроме того, в Чорчана-Уцлевской полосе смятия и тектонического меланжа (юго-восточный край Дзирульского выступа), сложенной тектоническими чешуями филлитов, филлонитов, милонитизированных гранитов и катаклазированных кварцпорфировых вулканитов, развиты небольшие тектонические чешуи габбро, амфиболитов и серпентинитов.

В подавляющей части всех метабазитов Дзирульского выступа содержание SiO_2 составляет 47—52% с максимумом в области 50—52%. Фигуративные точки этих пород на диаграмме $\text{Ti/Cr} : \text{Ni}$ попадают в поле островодужных толеитов (рис. 2, а). Однако наблюдаются различия, главным образом по соотношению V/Cr. Относительно высокие показате-

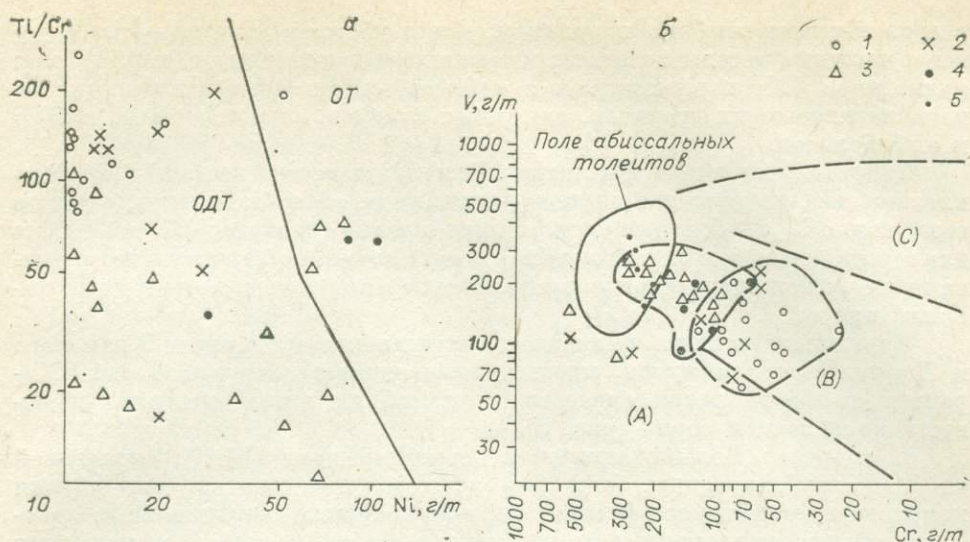


Рис. 2. Диаграммы соотношения $Ti/Cr : Ni$ (а) и V/Cr (б) для базитов Дзирульского и Храмовского выступов.

1—4 — породы Дзирульского выступа: габбро-диабазы, диабазы (1), амфиболиты Чорчана-Уцлевского пояса (2), амфиболиты (3) и габбро-диабазы (4), пространственно приуроченные к гранитоидам; 5 — габбро-амфиболиты Храмовского выступа.

Поля: ОИТ — островодужных, ОТ — абиссальных толеитов; (А) — известково-щелочных, (В) — известково-щелочных и толеитовых, (С) — толеитовых серий.

тели этого соотношения у метабазитов и амфиболитов Чорчана-Уцлевской полосы (см. рис. 2,а).

По величине отношения V/Cr (см. рис. 2,б) фигуративные точки образуют два поля, которые заметно различаются по содержанию как хрома, так и ванадия. Небольшая часть амфиболитов попадает в поле абиссальных толеитов, большинство же базитов лежит в поле известково-щелочных и толеитовых серий.

Гранитоидные магматические породы ЗОД представлены двумя группами: плагιοгранит-диоритовой, более древней (ранний — средний палеозой), и гранитной — позднепалеозойской. К — Ar и Rb/Sr датировки по ним дают значения в пределах 225—355 млн. лет [17]. Породы первой группы постепенно переходят в гнейсово-мигматитовый комплекс, второй — секут и гранитизируют весь допозднепалеозойский фундамент ЗОД.

В гранитоидах обеих групп ЗОД устанавливается четкая северонаправленная латеральная полярность с увеличением содержания щелочей с юга на север. Наиболее четкое увеличение содержания K_2O , а также отношения K_2O/Na_2O и уменьшение содержания CaO с юга на север установлены для серии диорит — гранодиорит; в этом же направлении наблюдается повышение концентрации литофильных элементов и элементов группы железа. Гранитоиды ЗОД по содержанию редких элементов в общем близки к гранитоидам мантийного генезиса, а у пород группы диорит — гранодиорит крайне южного Локского выступа наиболее «примитивный» уровень содержания этих элементов [1].

Осадочные и вулканогенные образования ЗОД на Мургузском хребте представлены наземными андезитовыми вулканитами с флорой верхнего карбона [5], на Храмовском выступе — наземными и прибрежно-морскими вулканитами риолитового состава с фауной и флорой верхнего визе — намюра — среднего карбона (храмовская свита), а на Дзирульском выступе — наземными кварц-порфировыми вулканитами (чиатурская свита), сильно тектонизированными филлитами с мраморами (чорчанская свита) и кварц-порфировыми вулканитами (чешорская свита) Чорчана-Уцлевской полосы смятия. Они участвуют в строении тектонического меланжа и представлены отдельными чешуями филлитов и мраморов

с археоциатами кембрия и палиноморфами позднего силура — всего девона, чешуями рассланцованных и тектонизированных кварц-порфировых вулканитов [2]; перемежаются с тектоническими чешуями филонитов, катаклазированных гранитов, слюдяных сланцев, серпентинитов, габбро и амфиболитов.

Терригенный состав филлитов (обильная примесь кварца и кислого плагиоклаза, присутствие циркона, турмалина, сфена и апатита, высокое содержание $C_{орг}$), большие скорости накопления осадков (до 70 мм/1000 л для девона) и палеоэкологический характер палиноморф однозначно указывают на приконтинентальное расположение бассейна, в котором они накапливались.

Верхнепалеозойские вулканиты, в частности вулканиты Храмского и Дзирульского выступов, представлены однородными риолитами. Характер дифференциации свидетельствует об их принадлежности к известково-щелочной серии (рис. 3).

В разрезах Большекавказской островной дуги (БОД), отделенной от ЗОД глубоководным бассейном зоны южного склона, выделяются комплексы догранитного фундамента, палеозойских гранитоидов, позднепалеозойских мелководных и наземных осадков (моласса) и наземных вулканитов андезит-риолитового состава.

К комплексам фундамента БОД относятся:

макерская серия, донгузорунская, уллучиранская, аркасарская, бензгийская и другие «свиты» зоны Главного хребта, представленные преимущественно гнейсами, мигматитами и слюдяными сланцами с отдельными пластами амфиболитов и линзами мраморов, слагающими центральную часть кристаллического ядра в этой зоне и являющимися основной вмещающей средой позднепалеозойских гранитов. Породы метаморфизованы преимущественно в амфиболитовой фации, по режиму давлений отвечающей андалузит-силлиманитовому типу;

балканская и армовская «свиты» зоны Передового хребта, сложенные соответственно амфиболитами с плагиогнейсами (низы разреза) и слюдяными сланцами и гнейсами (верхи разреза), метаморфизованными в амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациях;

хасаутская и чегемская «свиты» Бечасынской зоны, представленные различными сланцами, метаморфизованными в условиях зеленосланцевой (хлоритовая и биотитовая субфации) и эпидот-амфиболитовой фаций.

Возраст этих образований однозначно не установлен, К — Ag и Rb/Sr измерения дали уверенные докембрийские цифры лишь для метаморфитов Бечасынской зоны. Для пород других зон получены главным образом позднепалеозойские датировки, что часто интерпретируется как показатель «омоложения» в результате варисской тектономагматической переработки.

Среди палеозойских гранитоидов зоны Главного хребта выделяются два комплекса: плагиогранитный (тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты) и гранитный. Граниты более молодые и по геологическим и радиохронологическим данным относятся к позднему палеозою.

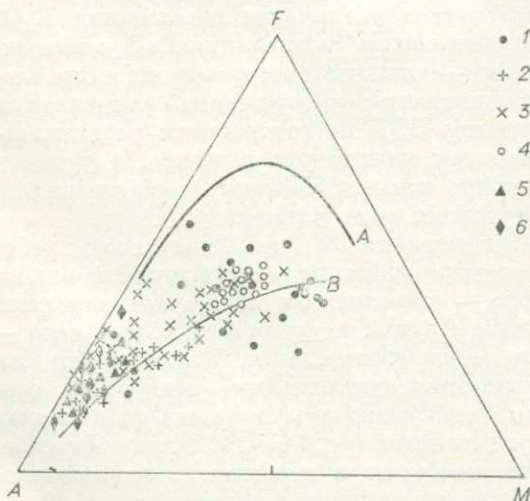


Рис. 3. Вариационная диаграмма АФМ позднепалеозойских вулканитов Кавказа.

1 — Предкавказье; 2, 3 — карбоновые (2) и пермские (3) породы Передового хребта; 4 — Главный хребет; 5, 6 — Храмский (5) и Дзирульский (6) выступы.

В гранитоидах БОД устанавливается независимая (от таковых в ЗОД) геохимическая латеральная зональность с увеличением содержания K_2O и соотношения K_2O/Na_2O и уменьшением содержания CaO с юга на север [1].

Позднепалеозойские гранитоиды БОД обнажены также в Бечасынской зоне, отделенной от зоны Главного хребта зоной Передового хребта. Последняя лишена палеозойских гранитов.

Позднепалеозойский вулканизм БОД, сопряженный с накоплением наземных и мелкоморских моласс, проявился в среднем карбоне — перми. Среднекарбоновые вулканы относятся к непрерывной серии андезит-дацит-риолитовой формации (см. рис. 3). Нижнепермские вулканы представлены образованиями основного, среднего и кислого состава, а позднепермские характеризуются несколько повышенной щелочностью и представлены породами трахитового, трахиандезитового и трахидацитового состава. Пермские вулканы в целом относятся к непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой формации с существенным преобладанием кислого компонента.

Осадки БОД представлены исключительно субаэральными либо мелкоморскими молассами (поздний палеозой), известняками карбонатного шельфа (пермь), мелководными терригенными и карбонатными отложениями (кембрий, ордовик?, силур — средний девон Бечасынской зоны).

Комплексы *интрадугового рифта* БОД расположены между Бечасынской зоной и зоной Главного хребта в виде узкого субширотного трога Передового хребта, ограниченного с юга и севера крупными разломами. Трог заполнен мощными терригенными и вулканогенными ниже-среднепалеозойскими образованиями, взаимоотношения которых с метаморфическим фундаментом БОД не выяснены. Предполагают их аллохтонное либо параавтохтонное залегание.

Осадки рифтового трога Передового хребта (силур — девон — нижний карбон) представлены преимущественно терригенными отложениями, в которых силициты, вулканокластика и органогенные известняки играют подчиненную роль.

Терригенная кластика, слагающая флишевые и олистостромовые толщи, состоит из перетолженного материала офиолитовой ассоциации, различных вулканов, органогенных известняков, плагиогранитов, кварц-полевошпатовых песчаников и аргиллитов, иногда с остатками ископаемой флоры. Скорости накопления осадков, среди которых присутствуют как глубоководные, так и мелководные, на несколько порядков выше океанических. Гранулометрический состав терригенных осадков указывает на близость источников сноса к коре субконтинентального типа.

Вулканический комплекс внутридугового рифта наряду с терригенно-карбонатными толщами участвует в строении параавтохтона Передового хребта. Вулканы представлены разнообразными породами: от базальтов до липаритов. Однако подавляющая часть эффузивов попадает в группу базальтоидов и кислых вулкаников (дацитов и липаритов). Андезиты присутствуют в резко подчиненном количестве, хотя в некоторых разрезах их роль заметно увеличивается.

Главная особенность среднепалеозойского вулканизма Передового хребта состоит в бимодальности составов пород (сходство с рифтовым вулканизмом), наиболее четко проявленной в нижней эффузивной толще; на поздних стадиях в связи с постепенным затуханием вулканизма (верхняя эффузивно-эксплозивная толща) бимодальность исчезает из-за увеличения доли андезитового компонента (сходство с островодужным вулканизмом). Степень дифференцированности базальтоидов, как правило, не выше 3,5. Наименее дифференцированные базальтоиды приурочены к нижней эффузивной толще. В основной части базальтоидов низки содержания калия. Наиболее калиевые базальтоиды приурочены к верхней эффузивно-эксплозивной толще, в которой устанавливается несколько покровов щелочных базальтов. Также низки содержания титана, четкий

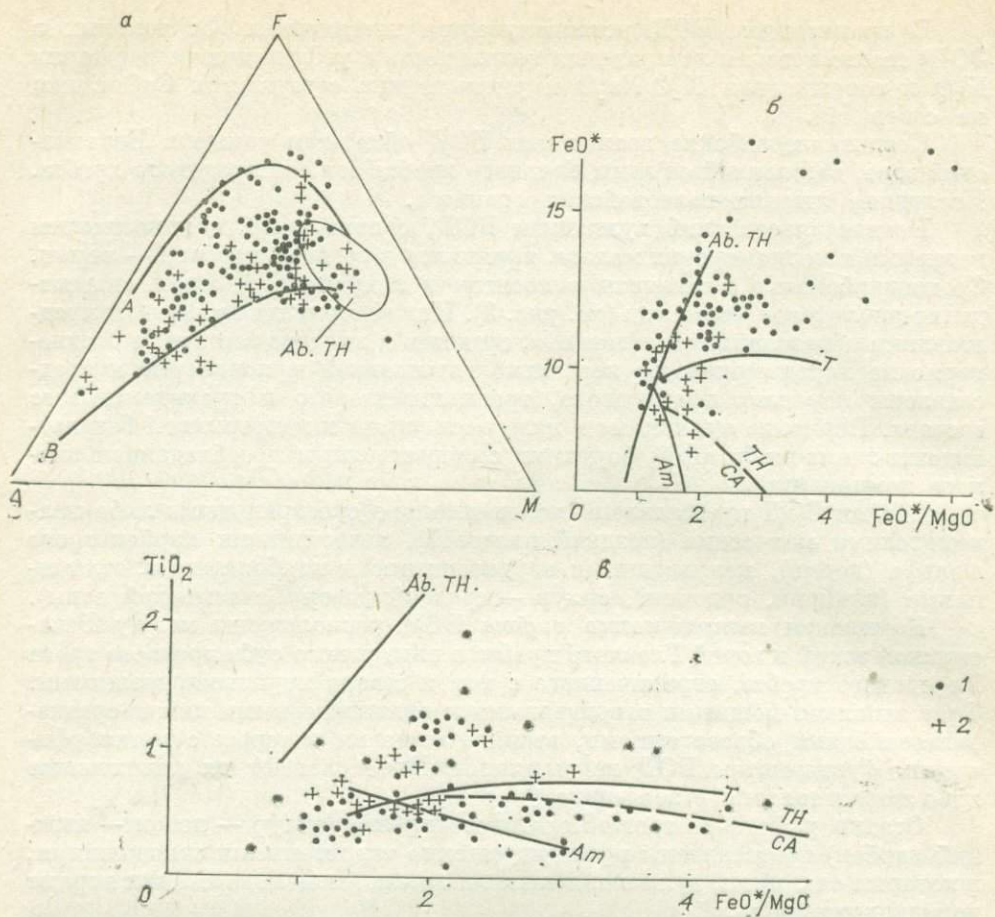


Рис. 4. Вариационные диаграммы АФМ для всех пород (а), $FeO_{общ} : FeO_{общ}/MgO$ (б) и $TiO_2 : FeO_{общ}/MgO$ (в) (б и в — для базальтоидов) для вулканитов внутريدугового рифта.

1, 2 — породы нижней (1) и верхней (2) эффузивных толщ. А — толеитовые серии; В — известково-щелочные серии. Остальные кривые даны по А. Миасиро.

максимум распределения которого устанавливается в области 0,25—0,75%.

На диаграмме АФМ (рис. 4,а) фигуративные точки всех вулканитов приурочены к полю между трендами толеитовых и известково-щелочных серий. В процессе фракционирования базальтоидов как нижней, так и верхней толщи четко проявлена толеитовая тенденция накопления железа (см. рис. 4,б), при этом поле базальтоидов приближается к тренду дифференциации абиссальных толеитов. По содержанию титана базальтоиды вулканического комплекса близки к толеитовым и известково-щелочным базальтам островных дуг (см. рис. 4,в).

Таким образом, среднепалеозойские вулканиты Передового хребта на первом этапе вулканической активности относятся к контрастной, а на втором — к последовательно дифференцированной серии. Базальтоиды представлены преимущественно низкокальциевыми и низкотитанистыми толеитами, близкими по характеру фракционирования железа к абиссальным толеитам, а по поведению титана — к толеитовым и известково-щелочным базальтам островных дуг. Такая геохимическая двойственность, судя по литературным данным, присуща базальтоидам современных внутريدуговых рифтов (Новые Гебриды, Новая Джорджия), которые существенно беднее фосфором, титаном и другими литофильными элементами, чем базальты континентальных рифтов.

Периокеанические комплексы краевых морей активной окраины Па-

лео-Тетиса известны в зоне Южного склона, Главного хребта, в Передовом хребте Большого Кавказа, а также в Предкавказье (по данным буровых скважин).

В зоне Южного склона описан непрерывный девон-триасовый разрез терригенных отложений, состоящий из чередования филлитов, глинистых сланцев и песчаников с прослоями гравелитов, реже конгломератов и силицитов (с радиоляриями), линзами криноидных и рифовых известняков и маломощной пачкой вулканитов среднего состава. Фациальный анализ осадков указывает на их накопление у континентального подножия, а источником сноса для них, по-видимому, служила ЗОД. Скорости накопления осадков (30—40 мм/1000 л) были близки к скоростям осадконакопления в современных бассейнах подобного характера [40].

В зонах Главного и Передового хребтов Большого Кавказа комплексы краевого моря — Малого океанического бассейна (БОМ) — представлены аллохтонными пластинами пород офиолитовой ассоциации (см. рис. 1), трансгрессивно перекрытыми среднекарбовыми неавтохтонными молассовыми отложениями [6,4,11].

В их строении участвуют все члены офиолитовой ассоциации, сложенные серпентинитами основания, полосчатым интрузивным комплексом, комплексом параллельных даек, вулканическим комплексом и вулканогенно-терригенной толщей. Неметаморфизованные и (или) слабо-метаморфизованные вулканиты офиолитовой ассоциации обнажаются в виде отдельных фрагментов в зоне Передового хребта. Нижняя и верхняя границы толщи часто тектонические. Поэтому вулканиты в различных разрезах контактируют с разными членами офиолитовой ассоциации, а иногда налегают на терригенно-карбонатные отложения параавтохтона. По этой причине мощность вулканического комплекса меняется в широких пределах. Породы вблизи тектонических контактов в различной степени катаклазированы и рассланцованы. Вулканические породы, как правило, изменены в фации зеленых сланцев, нередко встречаются породы с реликтами первичных структур и минералов.

Большая часть (более 90%) вулканитов представлена базальтами и базальтовыми андезитами; в незначительном количестве встречаются андезиты, дациты и их туфы. В низах полных разрезов эффузивной толщи появляются согласные тела диабазов, габбро-диабазов, микрогаббро, количество которых ниже постепенно возрастает с переходом в комплекс параллельных даек.

Почти во всех эффузивах содержания SiO_2 составляют 48—56% с максимумом в области 48—52%. Степень дифференцированности пород лишь в единичных случаях достигает значения 5,5 и, как правило, не превышает 3,0. У основной массы пород интервал дифференцированности узок: 1,0—2,5. Четкий максимум распределения устанавливается для значений 1,0—1,5. Как правило, в породах очень низки содержания калия и умеренно высоки — титана.

Рассмотрение трендов дифференциации по главным петрогенным элементам (рис. 5) показывает, что:

по мере роста степени дифференцированности в эффузивах наблюдается заметное накопление SiO_2 в сторону андезитов, а в совокупности породы комплекса приурочены к граничной кривой, разделяющей поля известково-щелочной и толеитовой серий;

базальтоиды вулканического комплекса с увеличением степени дифференцированности проявляют четкую тенденцию к накоплению железа и титана, а фигуративные точки располагаются в поле толеитовых серий;

на диаграмме AFM устанавливается большой разброс фигуративных точек пород вулканического комплекса, обусловленный влиянием привноса натрия в процессе зеленокаменного перерождения пород;

в процессе дифференциации базальтоидов в них идет существенное накопление титана при незначительном увеличении содержания фосфора (толеитовая тенденция).

Из изложенного выше следует, что рассматриваемые вулканиты от-

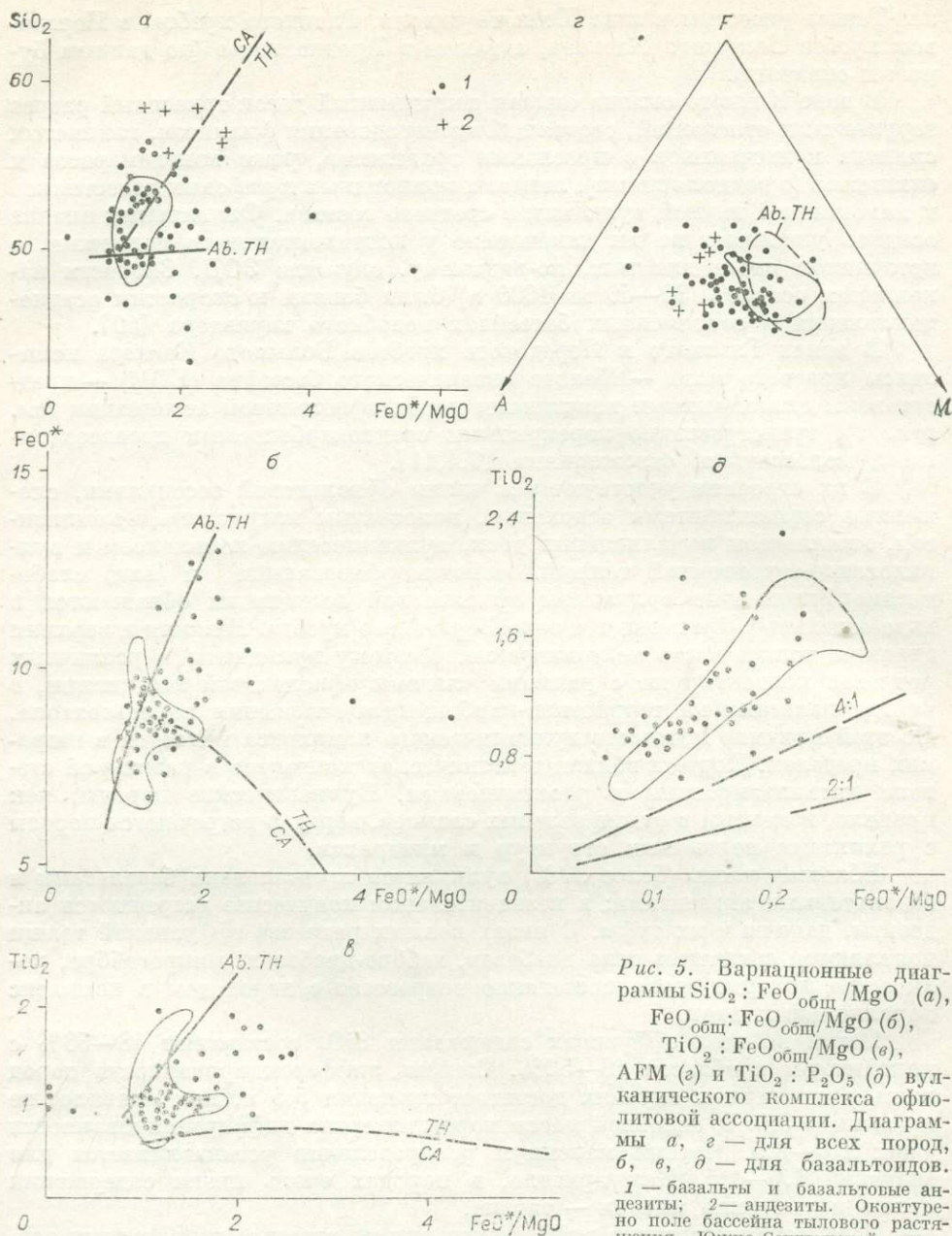


Рис. 5. Вариационные диаграммы $\text{SiO}_2 : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (а), $\text{FeO}_{\text{общ}} : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (б), $\text{TiO}_2 : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (в), АФМ (г) и $\text{TiO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5$ (д) вулканического комплекса офиолитовой ассоциации. Диаграммы а, г — для всех пород, б, в, д — для базальтоидов. 1 — базальты и базальтовые андезиты; 2 — андезиты. Оконтурированное поле бассейна тылового растяжения Южно-Сендвичской дуги.

носятся к группе низкокальциевых, высокотитанистых слабо дифференцированных толеитовых базальтов. По петрохимическим параметрам они существенно отличаются от низкокальциевых островодужных толеитов и от типично абиссальных толеитов, хотя на диаграмме $\text{Ti}/\text{Cr} : \text{Ni}$ почти все фигуративные точки попадают в поле толеитов дна океана.

Анализ литературных данных показывает, что сходными петрогеохимическими особенностями обладают вулканисты малых океанических бассейнов тыловых растяжений островных дуг (например, Южно-Сендвичской).

Следует отметить, что по типу вулканистов и их количественному соотношению (подавляющая часть эффузивов представлена базальтами и базальтовыми андезитами, более кислые породы редки) эти объекты также близки.

Ультрабазиты офиолитовой ассоциации приурочены к тектоническим границам надвиговых пластин. Представлены они серпентинизированными перцолитами и гарцбургитами. Текстура их массивная, в периферийных участках серпентинитовых чешуй — сланцеватая и брекчиевая. Первичные реликтовые минералы представлены оливином, ромбическим и моноклинным пироксенами. Составы ультрабазитов варьируют в узком интервале, в них высоки содержания магния.

Большая часть полосчатого комплекса представлена габбро и габбро-диоритами. В подчиненном количестве встречаются кумулятивные ультрабазиты: оливиновые габбро, троктолиты, верлиты и плагиоклазовые верлиты. Наиболее редки пироксениты. Какой-либо закономерности в распределении этих образований нет. Граница между габброидами и кумулятами обычно четкая, хотя в некоторых случаях наблюдаются постепенные переходы.

У пород рассматриваемого комплекса широк интервал кремнекислотности (от 40 до 58%). Однако основная их часть представлена составами с содержанием кремнезема 40—50%, что свидетельствует об общем фемическом характере комплекса. Четко выделяются два максимума в области содержаний SiO_2 : 40—42% (кумуляты) и 48—50% (основная масса габброидов). Степень дифференцированности полосчатого комплекса достигает 3,5 с максимумом в области 0,5—1,0.

Интересны соотношения, представленные на вариационных диаграммах содержаний SiO_2 и FeO (рис. 6). Касательно кремнезема (см. рис. 6, а) в первую очередь следует отметить, что формирование ультраосновных кумулятов происходит практически без изменения степени дифференцированности от базитов к ультрабазитам. В базитах с увеличением степени дифференцированности пород изменение содержаний кремнезема имеет сложный характер. Можно наметить по крайней мере две тенденции: в первом случае отмечается слабое накопление или даже падение его содержания (толеитовая тенденция), а во втором наблюдается существенное увеличение кремнекислотности (известково-щелочная тенденция), хотя содержания SiO_2 не достигают значений, типичных для известково-щелочных ассоциаций.

Соотношения, представленные на вариационной диаграмме содержаний $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 6, б), позволяют сделать ряд заключений. В первую очередь отметим существенное накопление железа при переходе от базитов к ультрабазитовым кумулятам (при неизменном отношении $\text{FeO}_{\text{общ}}$ к MgO). Кроме того, у ультрабазитов полосчатого комплекса достаточно велик интервал вариаций содержаний суммарного FeO . В габброидах вариация содержаний, так же как и для кремнезема, имеет две тенденции, но только в пределах поля толеитовых серий.

В комплексе параллельных даек наиболее распространены диабазы и габбро-диабазы, в подчиненном количестве встречаются микрогаббро. Мелкозернистые габбро-диориты, диориты и трондземиты, как правило, приурочены к центральным участкам дифференцированных крупных жильных тел. Породы изменены в высокотемпературной субфации зеленых сланцев, поэтому первичные минералы наблюдаются лишь в виде реликтов и представлены клинопироксеном и плагиоклазом. По составу породы комплекса достаточно разнообразны. Содержание кремнезема меняется в широких пределах: 46—68% с четким максимумом в области 48—57%. Степень дифференцированности достигает 4, но дифференцированность большей части пород не превышает 2,5.

По мере увеличения степени дифференцированности устанавливается закономерное, однако слабо проявленное накопление кремнезема (см. рис. 6, в).

Более сложна картина распределения $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (см. рис. 6, г). В основных породах (в диабазах, габбро-диабазам и микрогаббро) очень четко проявлена тенденция к накоплению его с увеличением степени дифференцированности, а во вторичных выделяется группа более кремнекислых пород (мелкозернистые габбро-диориты, диориты и др.), в которой с уве-

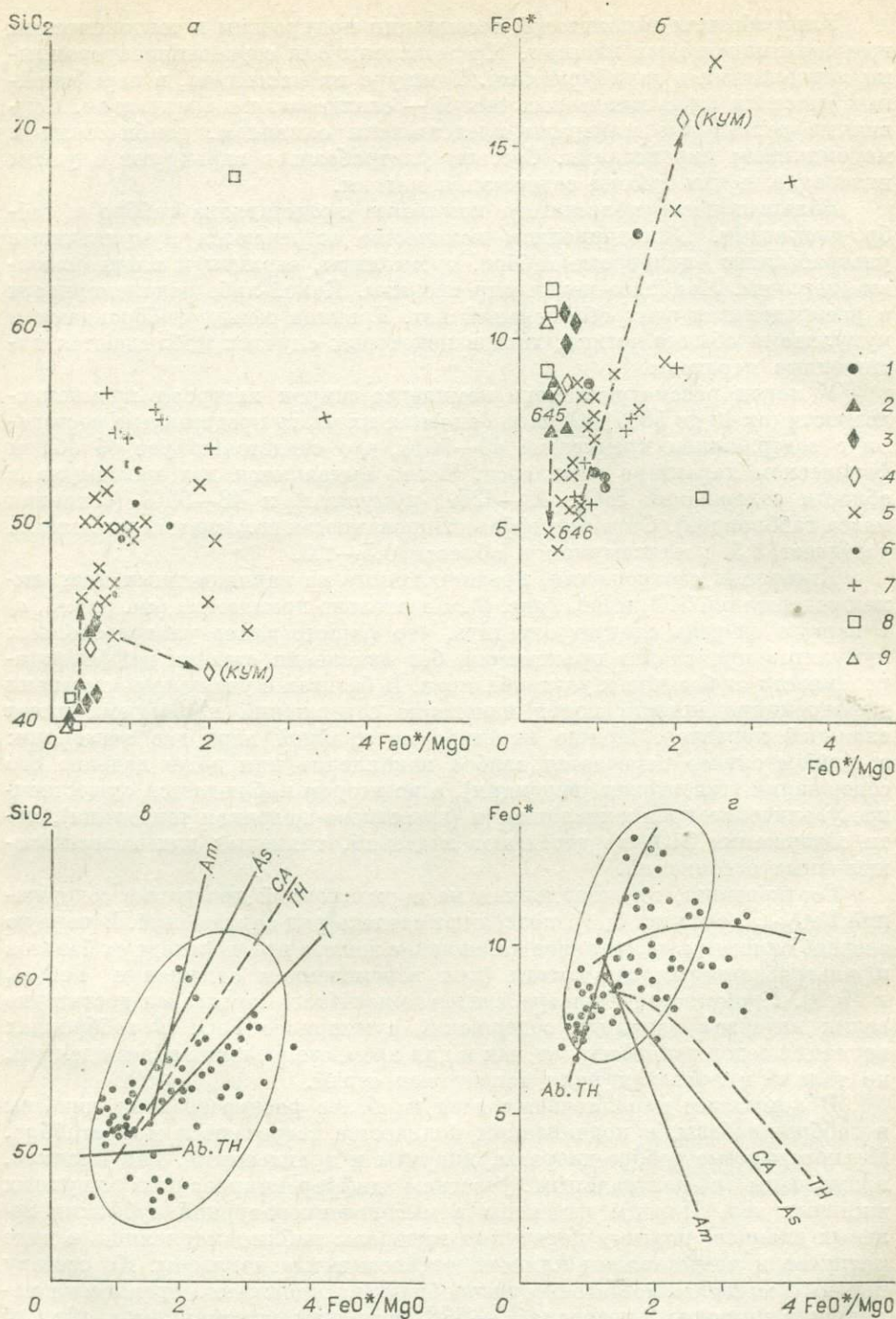


Рис. 6. Вариационные диаграммы для пород основания и полосчатого комплекса $\text{SiO}_2 : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (а) и $\text{FeO}_{\text{общ}} : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (б) и для пород параллельных даек (кривые даны по А. Миасиро) $\text{SiO}_2 : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (в) и $\text{FeO}_{\text{общ}} : \text{Fe}^* : \text{FeO}_{\text{общ}}/\text{MgO}$ (г). 1 — ультрабазиты основания, 2 — низкокальциевые верлиты, 3 — плагиоклазовые верлиты, 4 — троктолиты, 5 — оливиновые габбро, 6 — габбро, 7 — габбро-диабазы, 8 — габбро-диориты, 9 — диориты. Оконтурено поле вулканического комплекса офиолитовой ассоциации зоны Передового хребта.

личением дифференцированности тенденция к накоплению железа проявляется слабее.

Наиболее близкое сходство среди различных магматических образований офиолитовой ассоциации проявляют вулканический и дайковый комплексы (см. рис. 6, в, г), поля фигуративных точек которых полностью перекрывают друг друга.

Фрагменты офиолитовой ассоциации обнажаются также в западной части зоны Главного хребта, в бассейне р. Белой. Здесь южнее Пшекиш-Тырныузской системы разломов из-под покрова верхнего палеозоя и нижней юры выступают породы офиолитовой ассоциации. Представлены они тектоническими чешуями серпентинитов, полосчатых габброидов и плагιοгранитов. Полосчатые габброиды часто содержат ультрабазитовые кумуляты и нередко смяты в изоклинальные складки. Наблюдаются также единичные чешуи габбро-диабазов. Вся толща сильно тектонизирована, в ней широко распространены катаклазиты, милониты и ультрамилониты по габбро и плагιοгранитам.

Осадочные образования офиолитовой ассоциации зоны Передового хребта представлены преимущественно терригенными и вулканогенно-терригенными породами девона, силура и нижнего палеозоя (?), метаморфизованными до фации зеленых сланцев. Большие скорости седиментации (например, до 100 мм/1000 лет для среднего девона) и существенно терригенный состав осадков свидетельствуют в пользу того, что они накапливались в приконтинентальных условиях — в бассейне типа краевого моря.

Комплексы крайне северного краевого моря (ПОМ) активной окраины Палео-Тетиса вскрыты глубокими буровыми скважинами в Предкавказье, где они слагают складчатое основание и молассовый покров эпигерцинской молодой Скифской платформы. Средний палеозой здесь представлен довольно мощной толщей преимущественно терригенных мелкообломочных пород (скорость накопления около 100 мм/1000 лет) с пачками вулканокластиков пестрого состава, прослоями конгломератов, гравелитов и песчаников, известняков, доломитов, силицитов. Породы местами метаморфизованы до фации зеленых сланцев — глинистых сланцев. Верхнепалеозойские отложения (преимущественно континентальные молассовые) перекрывают с большим несогласием складчатые среднепалеозойские.

Сведения о верхнепалеозойском вулканизме ПОМ основываются на материалах бурения. Вулканиты залегают преимущественно в узких грабеноподобных трогах. Представлены они эффузивно-эксплозивной толщей, для которой харак-

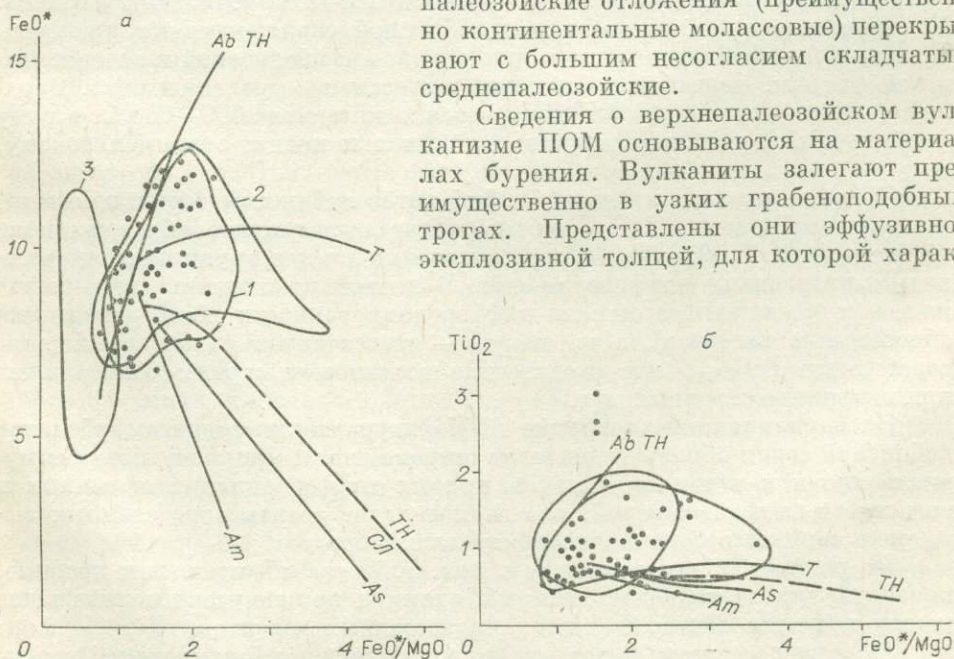


Рис. 7. Вариационные диаграммы для амфиболов лабинской серии $FeO_{общ} : FeO_{общ} / MgO$ (а) и $TiO_2 : FeO_{общ} / MgO$ (б).

терна сильная фаціальная изменчивость. Состоит она из переслаивающихся пачек туфов и эффузивов различного состава. Эффузивы относятся к непрерывной базальт-андезит-дацитовой формации (см. рис. 3, а).

Корневая зона офиолитовых покровов зон Передового и Главного хребтов, по-видимому, располагается у южного края зоны Главного хребта и маркируется выходами метаофиолитов (?) лабинской и буульгенской серий и их аналогов, обнаженных вдоль разломов «Главного надвига» Большого Кавказа (см. рис. 1, 8). Тектоническое строение их сложное, они образуют целый ряд доальпийских покровных пластин и тектонических чешуй.

Среди пород буульгенской серии выделяются габбро, габбро-амфиболиты, амфиболиты, гранатовые амфиболиты с приуроченными к ним линзами эклогитоподобных пород, амфибол- и гранат-биотитовые плагиогнейсы и кристаллические сланцы, нередко содержащие ассоциации, включающие ставролит, кордиерит, шпинель, жедрит и полиморфы Al_2SiO_4 с реакционными взаимоотношениями между отдельными минералами [12, 13]. С метаморфитами ассоциируют ультрабазиты, иногда представленные серпентинизированными разностями, изредка встречаются небольшие линзы мраморов. Исходными породами буульгенской серии, по-видимому, были интрузивные и эффузивные породы основного состава, ультрабазиты, плагиограниты, а также (в резко подчиненном количестве) осадочные отложения.

Минеральные парагенезисы буульгенской серии свидетельствуют о проявлении в ней метаморфизма в условиях амфиболитовой фации. Определение температур метаморфизма дает значения в $600-700^\circ C$, давление, по-видимому, на ранних этапах метаморфизма соответствовало кианит-силлиманитовому, а на заключительных — андалузит-силлиманитовому типам *PT*-режимов.

Лабинская серия представлена амфиболитами, плагиогнейсами, гранат-, ставролит- и кианитсодержащими слюдяно-кварцевыми сланцами, кварцитами и мраморами. Изредка встречаются небольшие тела серпентинитов. Исходной для метаморфитов лабинской серии была вулканогенно-терригенная толща, состоящая преимущественно из базитов, плагиогранитов, граувакк, пелитовых, кремнистых и карбонатных осадков. Минеральные парагенезисы пород лабинской серии отвечают низкотемпературной амфиболитовой, а также эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям, имеющим в основном регрессивное происхождение. Верхний температурный предел измеряется в интервале $600-650^\circ C$, в ряду фациальных серий метаморфиты относятся к кианит-силлиманитовому типу.

Петрохимическое изучение амфиболитов лабинской серии показало, что по распределению $FeO_{общ}$ они располагаются главным образом в поле толеитов (рис. 7, а). При этом устанавливаются две группы пород с различными трендами дифференциации. В первой наблюдается накопление железа с увеличением степени дифференцированности пород (тенденция абиссальных толеитов), а во второй — относительно слабое увеличение содержания $FeO_{общ}$, что свойственно толеитовым сериям современных примитивных островных дуг.

На вариационной диаграмме АФМ фигуративные точки амфиболитов лабинской серии образуют довольно широкое поле, приуроченное преимущественно к начальным участкам кривых дифференциации щелочных и известково-щелочных серий, что не позволяет делать определенных выводов о сериальной принадлежности этих пород.

По распределению титана (см. рис. 7, б) амфиболиты, как правило, попадают в поле толеитовых серий, занимая промежуточное положение между кривыми абиссальных и островодужных толеитов.

Аналогичные данные получены по метабазитам буульгенской серии. Вариационные диаграммы распределения $FeO_{общ}$ и титана в этих породах [8] показали, что фигуративные точки, независимо от степени изменения пород, ложатся в поле абиссальных толеитов либо вблизи средних линий

островной дуги Макалоа и Скаергардской интрузии. Итак, можно заключить, что метаморфиты лабинской и буульгенской серий представляют собой сложную ассоциацию, состоящую, по-видимому, из фрагментов офиолитовых комплексов и вулканно-плутонических серий, близких к сериям примитивных островных дуг и малых океанических бассейнов.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ РЕКОНСТРУКЦИИ

Весьма обширный геологический, петрологический и геохимический материал, лишь часть которого мы приводим здесь, указывает на наличие в пределах Кавказа комплексов Палео-Тетиса, очень сходных с образованиями современных пассивных и активных окраин континентов. Разделяющей их шовной зоной служит Малокавказский (Севанский, Севано-Акеринский, Севано-Зангезурский) офиолитовый пояс, сложенный преимущественно породами офиолитовой ассоциации мезозойского возраста (юра—мел). Многие исследователи указывают также на наличие в этом поясе домезозойских пород офиолитовой ассоциации. Согласно [9], в Севанской зоне имеются блоки доальпийских габбро-амфиболитов, метабазитов (по эффузивам) и метаосадков. Т. Аб. Гасанов отмечает присутствие в ней габбро-пироксенитов и спессартитов, возраст которых, определенный К — Аг методом, равен 322 ± 2 млн. лет. Авторы работы [7] также полагают, что метаморфические породы меланжа офиолитового пояса Малого Кавказа представляют собой фрагменты пород древней (доальпийской) офиолитовой ассоциации.

На восточном продолжении офиолитового пояса Малого Кавказа палеозойские офиолиты известны в Южно-Каспийском регионе — на северных склонах Эльбурса [18]. В Северной Анатолии, на западном продолжении офиолитового пояса в массиве Кешиш Даг (к западу от Ерзинджана) офиолиты секутся домезозойскими плагиогранитами (256 млн. лет); они могут представлять собой остатки Палео-Тетиса [14]. Триасовые вулканические породы основного состава, согласно О. Каиа [15], в Западной Анатолии налегают на метабазиты (зеленосланцевая фация) и тектонизированные ультрабазиты. Контакт с последними отмечен базальным конгломератом с обломками тектонизированных ультрабазитов, габбро и микродиоритов.

Дотриасовые породы офиолитового меланжа Северной Анатолии, по О. Текели [19], являются реликтами пород абиссальной равнины Палео-Тетиса. Однако следует отметить наличие гораздо большего материала, касающегося геологии, петрологии и геохимии периокеанических комплексов Палео-Тетиса, невелики его океанических комплексов, что обусловлено их интенсивным метаморфизмом и сильнейшей доальпийской и альпийской тектонической переработкой, в результате чего они обнаруживаются в тектоническом меланже либо в олистостромах альпийского возраста.

Очень мало материала по океаническим осадочным образованиям Палео-Тетиса. По этой причине не удастся проанализировать палеогеографические особенности этого бассейна, и при реконструкциях приходится основываться главным образом на материалах палеомагнитных и биогеографических исследований.

Палеомагнитным методом были исследованы палеозойские разрезы комплексов как пассивной (Даралагез), так и активной (Храмы, Дзирула, Передовой хребет Большого Кавказа) окраин Палео-Тетиса (рис. 8). Данные по пермским отложениям зоны Передового хребта и карбоновым отложениям Дзирульского и Храмовского выступов указывают на их расположение в это время у южного края Европейского континента. Палеошироты, полученные по девонским и нижнекарбонным отложениям Даралагеза [3], хорошо согласуются с таковыми по Эльбурсу и Афганистану [16, 20], что свидетельствует о расположении этой части Кавказа в середине палеозоя у северного края Гондваны, отстоящего от южного края

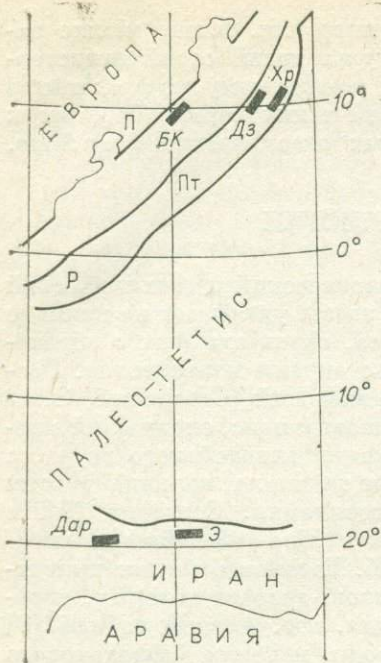


Рис. 8. Палинопластическая реконструкция Палео-Тетиса для среднего — позднего палеозоя. П — Предкавказье; БК — Большой Кавказ; Хр — Храмский выступ; Дз — Дзирульский выступ; Пт — Понтиды (Северная Анатолия); Р — Родопы; Э — Эльбурс; Дар — Даралагез. Черными прямоугольниками отмечено местоположение разрезов, изученных палеомагнитным методом.

Евразии примерно на 35° (палеоширота Храмского выступа 12° с. ш., Даралагеза — 22° ю. ш.).

Палеогеографические материалы хорошо соответствуют палеомагнитным: позднепалеозойская флора и фауна северной активной окраины Палео-Тетиса сильно отличается от гондванской и относится к восточно-европейской, а позднепалеозойская фауна его южной пассивной окраины относится к Гондванской провинции.

Океанические комплексы Палео-Тетиса, обнаруживаемые в офиолитовом шовном поясе Северной Анатолии — Малого Кавказа — Приэльбурсья, количественно ничтожно малы по сравнению с огромной

массой океанического корового материала, получаемого согласно палинопластической реконструкции. Это несоответствие можно объяснить почти полным его поглощением в результате субдукции океанической коры под Кавказскую активную окраину.

ЛИТЕРАТУРА

1. Абесадзе М. Б., Кекелия М. А., Мгелиашвили Т. Н. и др. Домезозойское развитие Кавказской активной континентальной палеоокраины (магматизм, метаморфизм). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
2. Абесадзе М. Б., Цимакурдзе Г. К., Пландерова Е. Новые данные о возрасте метаморфических сланцев Дзирульского массива (Грузия). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 30—41.
3. Адамия Ш. А., Асанидзе Б. З., Печерский Д. П. Геодинамика Кавказа (опыт палинопластических реконструкций). — В кн.: Проблемы геодинамики Кавказа. М.: Наука, 1982, с. 13—21.
4. Белов А. А., Омельченко В. Л. Офиолиты в структуре Марухского покрова и некоторые вопросы стратиграфии и магматизма палеозоя Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 44—56.
5. Гасанов Т. Аб. О возрасте офиолитов и самостоятельности габбро-диабазового комплекса Севано-Акеринской зоны Малого Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 5, с. 86—97.
6. Греков И. И., Кропачев С. М., Мотот С. П., Корень Т. Н. Марухский покров в палеозое Северного Кавказа. — Сов. геология, 1974, № 12, с. 77—85.
7. Добркинецкая Л. Ф., Эз В. В. Метаморфические породы в меланже офиолитового пояса Малого Кавказа (урочище Аджарис). — Геотектоника, 1982, № 3, с. 70—81.
8. Думбадзе Г. Д. Некоторые особенности химизма пород буульгенской серии. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 87, № 2, с. 385—388.
9. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975, 208 с.
10. Кутелия З. А. Новые данные по стратиграфии дизъюнктивной серии. — Сообщ. АН ГССР, 1983, т. 109, № 3, с. 585—587.
11. Хаин Е. В. Офиолиты и покровная структура Передового хребта Северного Кавказа. — Геотектоника, 1979, № 4, с. 63—80.
12. Чхотуа Т. Г. Некоторые особенности эволюции регионального метаморфизма в комплексах Большого Кавказа. — Сообщ. АН ГССР, 1977, т. 87, № 1, с. 113—116.
13. Шенгелия Д. М., Кеңхвели Д. Н. Региональный метаморфизм низких и умеренных давлений в Абхазии. М.: Наука, 1982, 207 с.
14. Bergougnan H., Parrot J. F. Le carrefour ophiolitique d'Erzignan Néo et Paléotéthys. — Cah. O. R. T. S. O. M., 1980, ser. géol., v. 1, N 2, p. 165—188.
15. Kaşka O. The significance of the «Ophiolite» in West Anatolia. — Ophioliti, 1982, N 243, p. 329—330.

16. **Krumsiek K.** Zur Bewegung der Iranisch-Afganischen Platte.— Geol. Rundschau, 1976, Bd 65, p. 909—929.
17. **Rubinstein M.** Regional und Verjüngung des Argon-Alters am Beispiel des Kaukasus.— Eclogae geol. Helv., 1970, v. 63/1, p. 281—289.
18. **Stöcklin J.** Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia.— Mem. h. Ser. Soc. géol. Fr., 1977, v. 8, p. 333—354.
19. **Tekeli O.** Subduction complex of Pre-Jurassic age, Northern Anatolia, Turkey.— Ofioliti, 1981, v. 6, N 1, p. 1—246.
20. **Wensink H.** The implication of some paleomagnetic data from Iran for its structural history.— Geologie Mijnb., 1979, v. 58, p. 175—185.

Н. Л. Добрецов, Л. П. Зоненшайн

СОПОСТАВЛЕНИЕ РИФЕЙСКО-ПАЛЕОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ

В предыдущих статьях сборника охарактеризованы 17 районов развития рифейско-палеозойских офиолитов в Северной Евразии, относящиеся к двум крупным палеоструктурам — Палеоазиатскому океану и Палео-Тетису. Конечно, это далеко не все области развития древних офиолитов, в частности, не были охарактеризованы рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Тихоокеанского обрамления (некоторые материалы по ним будут использованы ниже для сравнения). Однако и приведенных материалов достаточно для того, чтобы судить о разнообразии обстановок нахождения древних офиолитов и в то же время об общности условий и времени их образования, прослеживающихся в большинстве описанных районов.

Прежде всего отметим, что почти во всех районах присутствуют полные разрезы офиолитов, которые рассматриваются как соответствующие классическому разрезу океанической коры [21, 17, 26, 29 и др.] и включающие тектонизированные перидотиты (или серпентиниты), кумулятивные полосчатые (нижние) и расслоенные (верхние) габбро, дайковый (или дайково-силловый) комплекс и пиллоу-лавы с кремнистыми или углисто-глинистыми осадками. Это прежде всего Хантайширский и Баянхонгорский массивы в Монголии, массивы Ильчирского пояса в Восточном Саяне и Куртушибинского пояса в Западном Саяне, Войкарский и Хабарнинский массивы Полярного и Южного Урала. Все названные примеры представляют океаническую литосферу Палеоазиатского океана, причем первые четыре района расположены в окраинных частях этого океана, примыкавших к Сибирскому палеоконтиненту, а следующие два — в районах, примыкавших к Русской платформе (палеоконтиненту) (см. рисунок в Предисловии).

В Палео-Тетисе относительно полные разрезы офиолитов описаны в Сосьих горах Польских Судет (массив Шлеза), в покровах рифейских офиолитов в обрамлении Гранулитовых гор и в северо-западной части Чешского массива, каледонских офиолитов, в Румынских Карпатах, в зоне Передового хребта Большого Кавказа. Все эти офиолиты относятся, вероятно, к активной окраине Русской плиты, и только расчлененные офиолиты Родоп, Венгрии, некоторые офиолиты Севано-Акеринской зоны Кавказа могли принадлежать окраине Гондваны. Переходным звеном между Палео-Тетисом и офиолитами Палеоазиатского океана могут служить офиолиты каледонид Норвегии, в которых также известны их полные разрезы [33]. В этих же и в других районах описаны также расчлененные (dismembered) офиолиты, присутствующие в виде отдельных чешуй, олистолитов или блоков в меланже, а также метаморфизованные и мета-

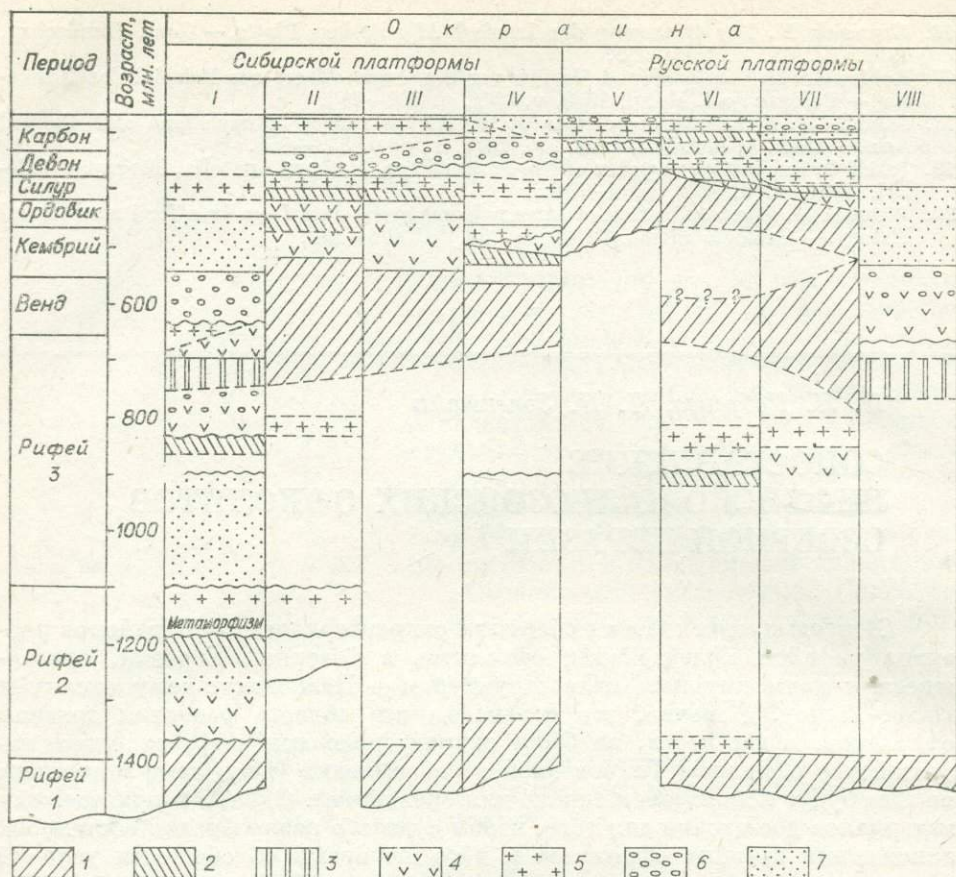


Рис. 1. Корреляция эпох образования офиолитов, олистостром и гранитов в складчатых зонах Палеоазиатского океана.

I — Северное Прибайкалье; II — Восточный Саян; III — Северная Монголия; IV — Западный Саян и Тува; V — Чарская зона; VI — Южный Урал; VII — Полярный Урал; VIII — Тиман и Новая Земля.

1—6 — эпохи образования офиолитов (1), олистостром (2), даек, расслоенных габбро (3), вулкани-тов островодужного и рифтового типов (4), массового выплавления гранитоидов (5), молласс (6), терригенных и карбонатных осадков (7).

вулканогенные образования, которые лишь условно сопоставляются с офиолитами.

Однако и в случаях, когда реконструируется полный разрез офиолитов, многие детали его сильно варьируют, так же как и характер перекрывающих осадков, которые тоже заметно различаются. В целом они свидетельствуют о том, что выявленные разрезы офиолитов соответствуют не литосфере больших океанов, а их окраинным частям, включая преддуговые бассейны, интрадуговые рифты, окраинные и средиземноморские (рифтогенные) моря. Но прежде чем переходить к этим деталям и моделям формирования офиолитов, сопоставим геологические данные о возрасте образования и надвигания (скупивания) офиолитов.

Возраст образования офиолитов устанавливается по трем группам данных:

изотопный возраст габбро, даек и пиллоу-лав (в случае метаморфизма это может быть лишь верхний предел возраста);

палеонтологический возраст осадков, переслаивающихся с самыми нижними пиллоу-лавами (часто это оказывается возрастом лишь верхней части офиолитового разреза, т. е. верхний предел возраста формирования офиолитов);

возраст перекрывающих осадков и особенно осадков, содержащих обломки или олистолиты офиолитов, как заведомо верхний предел возраста формирования офиолитов.

Возраст надвигания (скупивания) офиолитов устанавливается по возрасту олистостром или метаморфитов в подошве надвигаемых пластин (те и другие характеризуют определенные стадии или механизмы надвигания), по возрасту ранних гранитоидов (обычно габбро-плагиогранитной серии), прорывающих покровы, но иногда конформных им, и, наконец, по возрасту молассовых отложений, перекрывающих гранитоиды и «запечатывающих» покровы.

Анализ этих данных, систематизированных отдельно для Палеоазиатского океана, Палео-Тетиса и обрамления Тихого океана, позволяет сделать вывод о дискретности и определенной синхронности процессов формирования офиолитов и их скупивания в различных, даже сильно удаленных районах (рис. 1). В первом приближении выделяются три эпохи формирования офиолитов, фиксирующих основные стадии раскрытия названных океанов: ранний рифей (1,6—1,4 млрд. лет); венд, или поздний рифей — ранний кембрий (750—550 млн. лет); силур, или поздний ордовик — ранний девон (470—370 млн. лет). Наиболее четко во всех океанах прослеживаются вторая и третья стадии. С ними совпадают (в соседних регионах) или разделяют эти эпохи главные стадии скупивания, примерно совпадающие с давно известными крупными эпохами складчатости: гренвилльской (1100—1200 млн. лет); дальсландской (750—700 млн. лет); салаирской (середина кембрия, около 550—510 млн. лет); ранне- (ранний ордовик, около 470—450 млн. лет) и позднекаледонской ($S_2 - D_1$, около 410—390 млн. лет); герцинской (конец C_1 , около 330 млн. лет). Для всех этих этапов известны олистостромы, и для большинства из них (кроме второго и третьего) — глаукофановые сланцы, но пространственно олистостромы и глаукофановые сланцы разобщены и обычно проявляются в разных поясах.

Рассмотрим подробнее историю Палеоазиатского океана и его обрамления (рис. 1). В ней четко обособляются два цикла — рифейский (байкальский) и палеозойский (каледоно-герцинский). Рифейский цикл проявился наиболее полно в зонах, непосредственно примыкающих к Сибирской платформе (Сев. Прибайкалье, Енисейский кряж, Таймыр) и приблизительно синхронных в обрамлении Русской платформы (Тиман, Новая Земля, Зап. Скандинавия, Скифская плита) (см. рисунок в Предисловии). Отдельные фрагменты и проявления тех же событий устанавливаются в блоках или чешуях фундамента внутри палеозойских структур (Сев. Монголия, Вост. Саян, Мугоджары, Полярный Урал, Сев. Казахстан). Началом этого цикла можно считать формирование офиолитов, возраст которых примерно соответствует нижнему рифею.

Наиболее полные разрезы, включающие ультрабазиты, габбро, дайковый комплекс и пиллоу-лавы, устанавливаются в отдельных частях Байкало-Муйского офиолитового пояса [7, 8]. С ними ассоциируется олистострома среднерифейского возраста, входящая в состав олокитской серии и содержащая олистолиты всех членов офиолитовой ассоциации, а также обломки и чешуи древней (раннепротерозойской или архейской) гранулит-гнейсовой формации с эклогитоподобными породами или эклогитами [8]. Эта олистострома и ассоциирующие осадки подвергаются зональному дистен-силлиманитовому метаморфизму, с которым ассоциируются граниты муйского комплекса. Возраст метаморфизма и этих раннеорогенных гранитов, следующих, видимо, непосредственно за олистостромой, около 1200—1100 млн. лет [8, 17]. Возраст самих офиолитов, несомненно, древнее, но моложе, чем у карельских структур и связанных с ними гранитов рапакиви (1700—1650 млн. лет). Судя по этим данным и отдельным изотопным определениям, возраст офиолитов 1600—1400 млн. лет. Аналогичный возраст имеют наиболее древние толейтовые базальты на Енисейском кряже и на Тимане, вероятно ассоциирующие с офиолитами, а также, согласно изотопным определениям, габбро и габбро-амфиболиты Войкарского [3] и Хабарнинского массивов на Урале [24]. Этот же нижнерифейский возраст предполагается для древнейших метаофиолитов в Сангилене и Сев. Монголии (см. статьи А. А. Меляховецкого и др.,

К. Б. Кепежинскаса и др. в наст. сборнике). Судя по возрасту олистостром, покровообразования и складчатости, утолщения коры, метаморфизма и образования гранитов, этот цикл мог закончиться к рубежу 1000—1100 млн. лет назад. Этому же рубежу соответствует, по данным Н. Л. Добрецова [5] и А. А. Краснобаева (устное сообщение), ранний эклогит-глаукофановый метаморфизм в максютовском комплексе на Южном Урале. Однако наличие более молодых известково-щелочных серий в позднем рифее (парамская серия Сев. Прибайкалья [17], кординская серия и ее аналоги в Енисейском крыже, маньинская серия Приполярного Урала [4] с возрастом 750—800 млн. лет), а также отдельные указания на наличие олистостром или флишоидных отложений с клиппенами на этом же возрастном рубеже позволяют поставить следующий вопрос: являются ли эти события завершением рифейского цикла, начавшегося на рубеже 1600 млн. лет назад, или проявлением самостоятельного байкальского кадомского цикла, начавшегося после рубежа 1100 млн. лет назад и имеющего, возможно, свои офиолиты? Соотношения здесь могут быть такими же, как между каледонским и герцинскими циклами, которые в одних случаях отчетливо разделяются, в других продолжаются непрерывно (см. ниже).

Каледонско-герцинский цикл начинается с формирования позднерифейских — вендских офиолитов, наиболее широко распространенных во всей Урало-Монгольской системе, возникшей на месте Палеоазиатского океана. Начало их формирования, совпадающее с началом мощного этапа расширения, наиболее отчетливо фиксируется в древнем обрамлении в байкалидах. В Северном Прибайкалье, Енисейском крыже, на Западном склоне Урала и на Тимане возникают расслоенные ультрабазитовые интрузии, дайковые серии и связанные с ними рифтогенные базальтоидные прогибы, формирование которых началось предположительно 700—750 млн. лет назад. Окончание формирования офиолитов фиксируется по возрасту базальтов и кремнистых осадков, непосредственно перекрывающих офиолиты, и соответствует началу кембрия в Северной Монголии и, вероятно, в Восточном Саяне, венду (возможно, концу венда) в Туве и Западном Саяне (см. статьи Зоненшайна и др., Кепежинскаса и др., Добрецова и др., Меляховецкого и др. в наст. сборнике), вероятно, венду или позднему рифею — в каледонидах Казахстана [20]. В последнем случае полные разрезы офиолитов не сохранились, и поэтому их датировка затруднительна, но серпентинитовый меланж с включениями всех членов офиолитового разреза и метаморфических пород (в том числе жадеититов и эклогитов) постоянно ассоциирует с итмурундинской свитой, содержащей островодужные вулканиты, гравелиты и брекчии с обломками базальтов, яшм и хромшпинелидов. Возраст свиты датируется кембрием или кембро-ордовиком [20], т. е. ситуация здесь весьма сходна с Западным Саяном и Тувой, где присутствует меланжево-олистостромовый комплекс среднего кембрия.

Не исключено, что возраст верхней части офиолитов несколько удревняется с востока на запад, в этом же направлении удревняется возраст олистостром (см. рис. 1). В Туве и Западном Саяне — это офиолитокластовые олистостромы среднего кембрия, в Центральном Казахстане — вероятно, кембрия и ордовика (джаманшурукская свита). Остальные отложения (до позднего силура включительно) представлены здесь песчано-сланцевыми флишоидными отложениями, в которых в Центральном Казахстане отмечается повышенное количество конгломератов и «гравелитобрекчий» [20]. Непосредственно после ранних олистостром, в среднем — позднем кембрии формируется габбро-плагιοгранитная формация (маинский и тангуольский комплексы в Западном Саяне и Туве, джидинский комплекс в одноименной зоне, некоторые комплексы Центрального Казахстана) [19].

В Восточном Саяне и Северной Монголии олистостромы кембрийского возраста неизвестны. Условно ордовикский возраст можно принять для части олистостром в Восточном Саяне (в ильчирской и мангатгольской

свитах). Но основная масса олистостром в этих районах, как и в большинстве каледонид мира [2], имеет позднесилурийский (или в более широком интервале силур-раннедевонский) возраст. Непосредственно вслед за ними формировалась тоналит-плагиогранитная, реже габбро-плагиогранитная формация, которая имеет возраст около 400 млн. лет и перекрывается средне-верхнедевонской молассой. Сюда относятся сумсунурский (холбинский) комплекс Восточного Саяна, большепорожский и ольховский комплексы Западного Саяна и Кузнецкого Алатау, разнообразные силурийские комплексы Центрального и Южного Казахстана [19]. Характерно, что в древнем байкальском обрамлении каледонид гранитоидный магматизм этого возраста также проявлен достаточно широко, в частности, формировался огромный Ангаро-Витимский батолит [19].

Таким образом, в каледонидах Урало-Монгольского пояса расширение палеоокеана и формирование офиолитов завершилось в венде — начале кембрия, после чего имели место два этапа сжатия, фиксируемые по олистостромам и складчатости, скучиванию и утолщению коры, и связанное с ними формирование гранитоидов: один во второй половине кембрия (возможно, с раннеордовикским дополнительным «импульсом»), второй — в силуре или в конце силура — начале девона.

В герцинидах Урало-Монгольского пояса, которые образуют две ветви, разделенные Центрально-Казахстанским — Северо-Тяньшанским каледонским массивом (см. рисунок в Предисловии), формирование офиолитов (т. е. океанической коры) окончилось позже и примерно совпало со второй, позднекаледонской, фазой сжатия, т. е. в конце силура — начале девона. Это фиксируется по силур-раннедевонскому (до среднего девона) возрасту океанических толеитов и кремнистых осадков в Чарском поясе (см. рисунок в Предисловии, 17) в Обь-Зайсанской ветви герцинид [10], позднесилурийскому и раннедевонскому возрасту (в разных участках) этих же образований в Южном Тянь-Шане и Южном Урале ([1, 12], см. также статью В. Н. Коротева и др. в наст. сборнике), раннедевонскому — в Южной Монголии [2, 11]. Правда, во всех этих случаях полные разрезы офиолитов редки и точная увязка с возрастом габброидных членов разреза невозможна, но по крайней мере одновозрастность лав и осадков с дайковым комплексом на Южном Урале и в Тянь-Шане установлена [1, 12].

Несколько иная ситуация на Полярном Урале. Здесь возраст по крайней мере части габброидов и диабазов раннерифейский — около 1400 млн. лет [3]; возраст офиолитов восточных пластин, подстилающих Войкарский синклиорий, не моложе ордовика — раннего силура, судя по возрасту осадков и тоналит-плагиогранитного собского комплекса [3, 11]. Но к западу от офиолитового пояса Полярного Урала и непосредственно под ним, в Лемвинской структурно-фациальной зоне, распространены конденсированные карбонатно-кремнисто-черносланцевые толщи ордовика — нижнего девона, соответствующие пелагическим фациям краевого моря и сходные с таковыми в других участках герцинид, прилегающих к офиолитам. Не исключено, что этим фациям соответствовали офиолиты самых западных пластин, ассоциирующие с ордовик-силурийскими отложениями [11, 23]. Начиная со среднего девона после размыва и, возможно, скрытого несогласия в Лемвинской зоне прослеживается терригенно-карбонатный разрез, который со среднего карбона сменяется флишеидным, в основании которого найдены обломки хромшпинелидов и отмечаются олистостромовые фации [11, 23].

Таким образом, на Полярном Урале близко совмещены раннерифейские, каледонские (до 400 млн. лет) и герцинские (до D_2) офиолиты и ассоциирующие с ними глубоководные осадки. Возможно, что здесь формирование океанической коры с небольшими прерывами продолжалось от рифея до раннего девона, тогда как в остальной части герцинид, где кембрийские и раннеордовикские отложения отсутствуют, после раннекаледонской фазы (в начале кембрия) расширение и формирование океани-

чешской коры прекратилось и возобновилось лишь в конце ордовика — начале силура.

Фазы сжатия, фиксируемые олистостромами и последующим формированием гранитов, отмечаются на Южном Урале и в некоторых других местах в конце девона — начале карбона (330—360 млн. лет) и затем на границе нижнего и среднего карбона, в основном в намюре, но частично также в визе и среднем карбоне (310—290 млн. лет). Наиболее широко проявлена вторая (саурская, или судетская) фаза, которой соответствует распространение средне-позднекаменноугольных гранитоидов не только в герцинидах, но и в окружающих более древних областях [1, 2, 14, 18 и др.]. Они перекрываются позднекаменноугольной — раннепермской молассой, после формирования которой проявлены еще две эпохи субщелочного и щелочного гранитоидного магматизма, завершившегося в триасе [20]. С этого времени (конец триаса) начались распад Гондваны, образование Тетиса и мезозойский этап истории современных океанов [2, 14, 28, 30 и др.].

Обращает на себя внимание асимметричное строение Палеоазиатского океана, характерное и для Палео-Тетиса. Европейская окраина этого палеоокеана оставалась активной до конца палеозоя и сгружена и усложнена сильнее, чем окраина Сибирской платформы, где располагаются широкие полосы байкальских и каледонских структур, примерно параллельных друг другу.

Аналогичные закономерности устанавливаются в рифейско-палеозойской истории Палео-Тетиса и Тихоокеанского обрамления (см. рисунок в Предисловии). Эта история лучше реставрируется для Рено-Тюрингской, Судетской и Молданубикской зон западной окраины Русской платформы (см. статьи К.-Д. Вернера, В. Нарембски и А. Майеровича, Э. Миссаржа в наст. сборнике), а также герцинид Северного Кавказа. Остальные участки (см. рисунок в Предисловии, 12—15 и частично 16) включены в ткань альпийских структур и переработаны сильнее.

В обрамлении и кое-где внутри кристаллических массивов (Гранулитовые горы, Чешский массив) офиолиты, скорее всего, имеют рифейский возраст, но соответствуют ли они раннерифейским (1400—1600 млн. лет) офиолитам Палеоазиатского океана, или моложе их, не ясно. Об этом свидетельствует возраст 580 млн. лет марианско-лазеньского комплекса в ЧССР; с другой стороны, офиолиты северо-восточной части Чешского массива моложе гнейсов и гранулитов, один из ранних этапов метаморфизма которых соответствует 1800 млн. лет, и древнее перекрывающих вулканитов и осадков позднего рифея. Заведомо довендскими являются также офиолиты Центральной Саксонии в обрамлении Гранулитовых гор.

Офиолиты обрамления Совьих гор, обладающие признаками полного разреза офиолитов, вероятно, имеют каледонский возраст, судя по раннепалеозойскому возрасту ассоциирующих осадков и вулканитов, по силурийскому-раннедевонскому возрасту олистостромы и габбро-диабазовых брекчий [32]. Однако некоторые исследователи (см. статьи В. Нарембски и А. Майеровича, а также Э. Миссаржа в наст. сборнике) не исключают, что эти офиолиты более древние (рифейские, как в Гранулитовых горах и Чешском массиве) и самостоятельной вендско-нижнепалеозойской стадии спрединга с образованием океанической коры не было. Более достоверно существование каледонских (доордовикских) офиолитов установлено в Восточных Карпатах и на Северном Кавказе; их обломки попадают в ордовикскую и силурийско-раннедевонскую олистострому ([26], см. также статьи Х. Саву, Ш. А. Адамия и др. в наст. сборнике). В этих же районах установлены нижнепалеозойские тоналит-плагиогранитные комплексы. Но следует иметь в виду, что в Палеоазиатском океане в каледонскую эпоху были две главные фазы сжатия и два уровня образования плагиогранитов — в конце кембрия и в силуре. Скорее всего, в Палео-Тетисе была проявлена преимущественно вторая (силурийская) фаза сжатия и гранитообразования, но не исключено, что удастся выделить и более раннюю, позднекембрийскую — раннеордовикскую фазу.

В остальных районах Палео-Тетиса распространены лишь расчлененные офиолиты, представляющие хотя бы частично олистостромы и метаолистостромы. К ним относятся ордовик-силурийские толщии Старой Планины [27], вероятно, значительная часть нижнепалеозойских (ордовик-силурийских) сланцев Малых Карпат, Краковской и Когутекой зон вепорид с телами метабазитов и метаультрабазитов, а также раковецкого комплекса внутренней зоны Западных Карпат девонского возраста (см. статью Д. Говорки в наст. сборнике). К этому выводу, а также к заключению об аналогии этих толщ с олистостромами в Старой Планине пришли многие участники полевых работ 2-й Подкомиссии в сентябре 1983 г. в Карпатах. С подобными метаолистостромами средне-нижнепалеозойского (силурийского) возраста можно сопоставить и зону Офалу в Южной Венгрии (см. статью З. Балла в наст. сборнике).

Таким образом, во всех участках Палео-Тетиса наиболее четко выделяется позднекаледонская (силурийская?) фаза сжатия и олистостромообразования, завершающая рифейско-нижнепалеозойский спрединг, формирование островных дуг и окраинных морей (см. статью Ш. А. Адамия и др. в наст. сборнике). Однако во многих случаях в Палео-Тетисе каледониды и герциниды четко не выделяются и нередко говорят о едином герцинском (?) структурном этапе, охватывающем отложения от кембрия до нижнего карбона (см. статью З. Миссаржа в наст. сборнике).

Что касается собственно герцинской истории Палео-Тетиса, то здесь отчетливо проявилась судетская фаза сжатия, отражением которой является широкое распространение олистостром конца раннего карбона, например в Гарце [34], за которыми последовали среднекаменноугольные граниты (с возрастом 350—300 млн. лет), широко распространенные и в каледонидах, и в герцинидах Европы. Однако ни офиолитов герцинского (силур-девонского) возраста, ни офиолитокластовой карбоновой олистостромы в Палео-Тетисе не обнаружено.

Аналогичная ситуация существовала в палеозое в обрамлении Тихого океана. Для этого района характерна синхронность событий в таких отдаленных участках, как комплекс Тринити в Орегоне [33], Пенжинский пояс в Корякии [5, 18], Алазейское плоскогорье Колымского массива и Омудевские горы. Во всех трех случаях офиолиты раннекаледонские, что доказывается ордовикским возрастом перекрывающих осадков и возрастом в 450—500 млн. лет пиллоу-лав и габбро. Однако олистостромы здесь появляются лишь в герцинское время — в девоне, раннем карбоне и поздней перми. С этими данными совпадают и возрасты глаукофановых сланцев (330—350 млн. лет в Пенжинском поясе и 220—250 млн. лет в Тринити).

Таким образом, во всех трех палеоокеанических структурах преобладают рифейско-раннепалеозойские (доордовикские) офиолиты. В герцинскую эпоху формирование офиолитов (самостоятельного океанического спрединга) не происходило, за исключением, вероятно, части герцинид Палеоазиатского океана. В эту эпоху древние офиолиты вовлекались в покрово- и складкообразование, особенно на границе раннего и среднего карбона, когда происходили наиболее сильное сжатие и крупнейшая перестройка всех палеозойских структур.

Переходя к внутренним особенностям строения и петрологии офиолитов, отметим прежде всего вариации строения и состава отдельных членов офиолитового разреза. В большинстве случаев ультраосновная (реститовая) часть разреза офиолитов представлена преимущественно дунит-гарцбургитовым комплексом, в котором отдельно надо рассматривать большие массивы дунитов с многочисленными жилами дунитов, пироксенитов и габбро, как в Войкарском массиве Полярного Урала. Гораздо реже встречаются лерцолитовые комплексы в основании офиолитового разреза, сопоставимые с таковыми в срединно-океанических хребтах. На Урале это шарьяжные массивы внешней зоны уралид (Нурали, Крака и др.), надвинутые на флишоидные толщии D_3 — C_1 внешней зоны Урала. Аналогичный характер имеют лерцолитовые массивы Лигурийских Апеннин и

Альп [28], а также комплекса Тринити [23]. В Монголии лерцолиты в заметном количестве отмечаются в Баянхонгорской зоне (см. статью Л. П. Зоненшайна и др. в наст. сборнике). Все эти случаи, по представлениям одного из авторов, отвечают трем разным моделям рестирования (извлечения расплавов) верхней мантии [7, 22]: жильно-дунит-гарцбургитовая фация отвечает модели интенсивного паратексиса (просачивания глубинного расплава и «вымывания» легкоплавких компонентов) с локализованными струями пикритовой жидкости на заключительных этапах; однородные гарцбургитовые или полосчатые гарцбургитовые (с энстатитами) фации отвечают более медленному и равномерному паратексису с участием не только пикритовых, но и марианит-бонинитовых расплавов; лерцолитовая фация с локальной дунит-гарцбургитовой зоной, параллельной контакту кумулятивных габбро, но срезающей внутреннюю складчатую структуру перидотитов, отвечает модели простого дренирования, когда образующийся в результате частичного плавления лерцолитов пикритовый расплав удаляется преимущественно из дунит-гарцбургитовой верхней зоны ограниченной мощности.

Для переходной зоны также можно предположить несколько вариантов состава и строения:

дунит-верлитовая зона (с кумулятивными дунитами и хромититами), когда переход к подстилающим деформированным дунитам — гарцбургитам становится неотчетливым и устанавливается преимущественно по структурным данным (южный Ильчирский пояс Восточного Саяна, северо-западный край Войкарского массива на Полярном Урале и др.); верлит-троктолитовая кумулятивная зона с резкими, иногда реакционными контактами (Нурали и Крака на Урале и др.);

верлит-пироксенитовая реакционная зона в двух вариантах: а — прожилково-брекчиевидная с ксенолитами дунитов-гарцбургитов, реакционными каймами, многочисленными жилами пироксенитов и габбро (Кургушибинский пояс Западного Саяна, северный Ильчирский пояс Восточного Саяна и др.); б — однородная верлит-пироксенитовая с отдельными реакционными явлениями на контакте. В некоторых случаях наблюдается наложение контактов третьего типа на более ранний первый тип (Полярный Урал).

На характере переходной зоны сказались, по-видимому, два обстоятельства: состав исходной магмы и степень равновесности ультрабазитового «фундамента» в контакте с расплавом. Первые два типа контактов отвечают пикритовой магме, третий — скорее всего марианит-бонинитовой или островодужно-толеитовой. Первый и второй типы отражают вариации состава магмы или интенсивность паратексиса, поскольку второй тип часто коррелируется с лерцолитовым составом фундамента.

Реакционный характер контакта отражает степень разогретости фундамента и (или) состав магмы. Если фундамент уже остыл или начал просачиваться расплав, неравновесный с данным составом рестита, возникают реакционные соотношения. В частности, вблизи оси спрединга, где просачивание расплава наиболее интенсивно (рис. 2), возникает контакт первого типа. Контакт третьего типа (3б) может возникнуть на удалении от центра спрединга, где в подошве камеры контактируют расплав и уже остывший (или более древний) фундамент. Поскольку марианит-бонинитовые или островодужно-толеитовые магмы, как показывают наблюдения, появляются на заключительных стадиях (см. статьи Н. Л. Добрецова и др., К. Б. Кепежинскаса и др. в наст. сборнике), то в этом случае благодаря комбинации охлаждения и неравновесности магмы формируется зона прожилково-брекчиевидного типа (3а).

Состав и строение габброидной части офиолитового разреза варьируют прежде всего за счет соотношения мощности кумулятов (нижних) и верхних габбро, а также степени ритмичности кумулятов, их состава, состава верхних габбро и наличия (или отсутствия) в них даек диабазов, тел и скоплений плагиогранитов. Последнее мы обсудим, когда речь пойдет о дайковом комплексе. Первые же признаки очень неустойчивы и

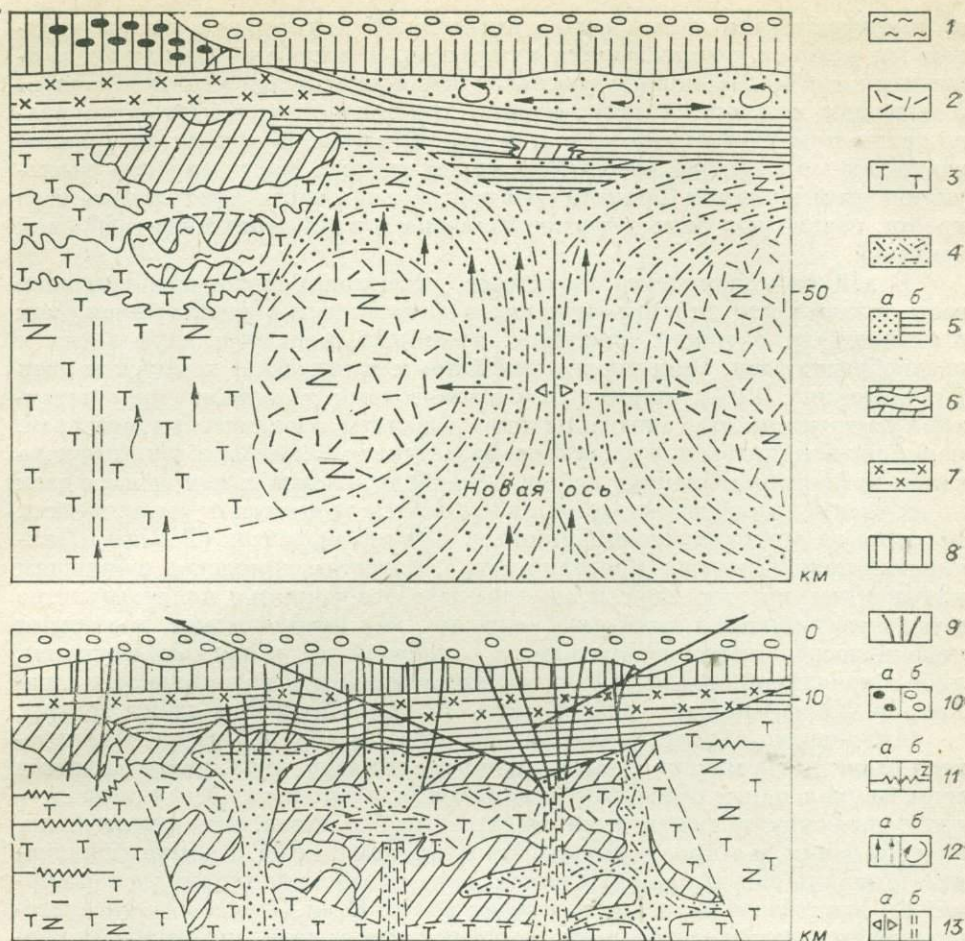


Рис. 2. Типы и стадии (II—IV) формирования офиолитов (по [5], с изменениями). 1 — деформированные перидотиты; 2 — перидотиты; 3 — гарибургиты; 4 — частично расплавленные перидотиты; 5 — магма (а) и кумуляты (б); 6 — деформированные кумуляты; 7 — верхние габбро; 8 — дайковый комплекс; 9 — силловый комплекс; 10 — пиллоу-лавы разного состава (а и б); 11 — деформации в перидотитах; 12 — направление просачивания (а) и конвектирования (б) расплавов; 13 — оси спрединга (а — действующая, б — реликтовая).

меняются в ряде случаев на небольшом расстоянии по простиранию офиолитового пояса. Так, в Куртушибинском поясе Западного Саяна (см. рис. 3) в центральной части настоящие кумулятивные полосчатые габбро отсутствуют, в нижней части наблюдаются лишь линзовидно-полосчатые габбро с неотчетливой и неконтрастной полосчатостью. В северной части этого пояса на протяжении 50—100 км появляется отчетливо полосчатая контрастная анортосит-пироксенит-габбровая серия. Аналогичные различия устанавливаются для Северного и Южного поясов обрамления Гарганской глыбы (см. статью Н. Л. Добрецова и др. в наст. сборнике). В офиолитах Семайл, Оман [33] на участке в 30 км мощность габброидной части (от переходной зоны до дайкового комплекса) меняется от 7,5 до 3,0 км главным образом за счет уменьшения мощности полосчатых кумулятов (от 3,0 до 0,7 км) и верхней «сеидвичевой» зоны в кровле габбро (от 1 км до 0). Фактически это означает уменьшение размера камеры по вертикали и, вероятно, по латерали, что связывают с приближением к трансформному разлому [33].

Аналогичный эффект прослежен в офиолитах Ньюфаундленда с уменьшением мощности ультраосновных кумулятов до 0 м и с появлением массивных габбро вместо полосчатых [34]. Другие авторы связывают этот эффект с изменением скорости спрединга и (или) перехода к локальному спредингу, когда возникают небольшие камеры. В любом случае с уменьшением размера камеры, а также степени перегретости магмы относитель-

но солидуса и (или) с появлением интенсивной конвекции в камере ухудшаются условия для осаждения кумулятов, и последние сменяются массивными габбро, обычно с уменьшением общей мощности габброидов. Увеличение мощности ультраосновных кумулятов может быть обусловлено также пикритовым характером исходной магмы. В офиолитах, образовавшихся в маленькой камере, примером которой могут служить вышеупомянутый комплекс Тринити или центральная часть Куртушибинского хребта, переходная зона чаще представлена верлит-пироксенит-габбровой брекчией.

В дайковом комплексе, во-первых, происходит смена параллельных даек силлами или дайково-силловыми комплексами с уменьшением, как предполагают, скорости спрединга, во-вторых, меняются морфология и разнообразие даек. Выделяются линейные и хаотические комплексы даек [Геотектоника, 1984]; наряду с океаническими толеитами присутствуют высокотитанистые «интраплитные» базальты океанических островов, марианит-бонинитовая или андезит-базальтовая серии островных дуг, а также дифференцированные дайки. В наиболее сложных комплексах даек по их взаимному пересечению устанавливается эволюция от океанических толеитов до островодужных бонинитов и (или) андезитов (Троодос, Ильчирский пояс, Северная Монголия и др.). Известны комплексы с большим количеством кислых даек и крупными обособлениями плагиогранитов в подошве дайкового комплекса, которые, как предполагают, возникают либо непосредственно в фундаменте островной дуги (каньон Маунтин), либо в начальной стадии рифтинга океанической коры (комплекс Тихама-Азир в Красноморском рифте, часть Байкало-Муйского пояса и др.).

Аналогично варьирует состав базальтоидов верхней части офиолитового разреза. На многих дискриминационных диаграммах прослеживается совмещение в одном офиолитовом комплексе разнотипных базальтоидов — и океанических толеитов, и внутриплитных базальтов, и марианит-бонинитовой серии, и островодужных базальтов и андезитов. Во многих случаях это можно связать со смешанным, нерасчленным характером выборки. Но в наиболее изученных случаях (Вост. Саян, Троодос) четко устанавливается последовательность формирования и даек, и лавовых покровов: океанические толеиты закономерно сменяются марианит-бонинитовыми и затем островодужными. Такое направление эволюции свидетельствует, скорее всего, о смене обстановки интрадугового или задуговеог рифтинга обстановкой примитивной (энсиматической) островной дуги, возникшей на месте ранее сформированной океанической коры. Другой случай — ассоциация океанических толеитов и высокотитанистых (внутриплитных) базальтов, часто с преобладанием последних, — объясняется вовлечением в субдукцию участков с океаническими островами (гайотами). Возможно и иное объяснение: сочетание океанических толеитов и высокотитанистых, часто субщелочных, базальтов отражает обстановку окраинного моря. Очевидно, разнообразие состава базальтов в офиолитах, создаваемых как пестротой обстановок в активной окраине континентов, так и эволюцией офиолитового вулканизма, необходимо учитывать при палеотектонических реконструкциях. Попытки однозначно истолковать палеотектоническую обстановку по специфике вещественного состава вулканистов (особенно по единичным анализам), вероятно, ведут к упрощению проблемы.

Особенно большое значение имеет широкое развитие в офиолитах — как в дайках, так и пиллоу-лавах — пород марианит-бонинитовой серии. Эта серия пород была установлена в составе энсиматических островных дуг западной части Тихого океана (Идзу-Бонинской, Мало-Курильской, Папуа, Тонга), причем впервые значение пород этой серии было оценено во время рейса НИС «Дмитрий Менделеев» в 1976 г. [26]. Позже была показана аналогия пород этой серии со многими породами в мезозойских офиолитах Троодоса, Хатая, Альп [40]. В древних (каледонских) офиолитах породы ее впервые были установлены в Австралии. В настоящем сборнике показано широкое их распространение в рифейских и нижне-

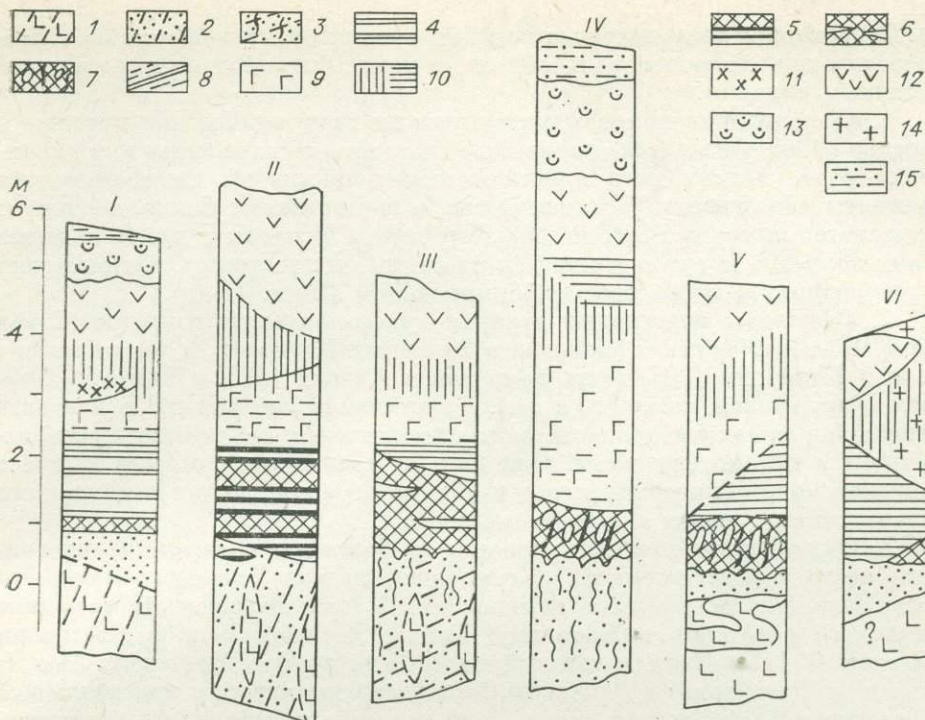


Рис. 3. Главнейшие типы и примеры офиолитовых разрезов.

I — Тродос, Крака; II — Полярный Урал, Хабаровский; III — Вуринос; IV — Куртушибинский; V — Тринити; VI — Тихама-Азир.

1—3 — породы ультраосновной («реститовой») части разреза: преимущественно перцолиты и кп-гарцбургиты (1), преимущественно дуниты (2), они же, с жилами пироксенитов (3); 4—7 — породы переходной зоны: полосчатый верлит-троктолитовый комплекс (4), сетчато-жилно-полосчатый пироксенит-верлитовый комплекс (хромиты) (5), однородный верлит-пироксенитовый комплекс (6), жилльно-брекчиевидный дунит-верлит-пироксенитовый комплекс (7); 8 — кумулятивные габброиды; 9 — расслоенные габбро; 10 — параллельные дайки и силлы диабазов; 11 — трондемзиты; 12 — базальтоиды; 13 — туфы; 14 — кислые и средние дериваты в дайковом комплексе; 15 — осадки.

палеозойских офиолитах Северной Монголии, Восточного и Западного Саяна. Эти и другие факты позволили предположить [34], что марианит-бонинитовая магма служит исходной для многих офиолитов наряду с пикритовой и что марианиты-бониниты являются аналогом коматиитов, сменив их в истории Земли на рубеже около 1800 млн. лет назад.

Из всего сказанного выше видно, насколько разнообразными могут быть офиолиты по составу и внутреннему строению. Впервые разнотипность офиолитов и их соответствие разным геодинамическим обстановкам были показаны в 1974—1975 гг. [6, 36, 37], причем разные исследователи независимо друг от друга выделили три сходных типа офиолитов, характерных для открытых океанов, фундамента островных дуг и задуговых (окраинно-морских) бассейнов. Позже был выделен четвертый рифтовой тип, сходный с комплексом Тихама-Азир в Красном море [7, 8]. В настоящее время на примере мезозойского Тетиса выделяется до шести-семи типов офиолитов, включающих, кроме названных выше, обстановку срединно-океанического хребта вне и вблизи трансформного разлома, зону междугового спрединга и др. Фактически разнообразие офиолитов еще больше, поскольку каждый из пяти членов офиолитового разреза обнаруживает множество вариаций, причем, как видно из сказанного выше, эти вариации определяются разными факторами и часто не коррелируются друг с другом. Офиолитовый разрез каждого пояса или даже его части обладает неповторимым своеобразием, и только приблизительно можно наметить некоторые преобладающие типы (рис. 3). Еще труднее однозначно привязать эти типы к определенным геодинамическим обстановкам, хотя некоторые аналоги были намечены выше.

Следующая группа вопросов касается процессов, происходивших после образования офиолитов, прежде всего их перемещения и метаморфиз-

ма. Современная тектоническая позиция офиолитов, связанная с их тектоническим перемещением, разнообразна и может быть сведена к следующим типичным случаям.

1. Офиолитовые покровы надвинуты на кристаллические массивы и нередко облекают их (вследствие более позднего «всплывания» или диапиризма более легких масс кристаллических массивов). Сюда относятся офиолиты обрамления Гарганской глыбы в Восточном Саяне, офиолиты Гранулитовых гор в ГДР, массив Первенец в Родобах и др. В подошве таких покровов могут содержаться пластины олистостромы, тектонически перемещенные с места своего формирования (Вост. Саян).

2. Офиолиты подстилают древние кристаллические массивы (Совьи Горы, Польша, часть офиолитов в Западных Карпатах, а также массив Сила в Калабрии [28], часть покровов в Альпах [28], в Байкало-Муйском офиолитовом поясе [8] и др.). Кристаллические породы в контакте интенсивно милонитизированы, сами офиолиты обычно тектонически расчленены и метаморфизованы. Они как бы транспортированы в подошве покровов кристаллических пород и обычно ограничиваются надвиговыми поверхностями, часто с зонами меланжа.

3. Офиолитовые покровы залегают на более молодых осадочных толщах, часто в виде синформ, обычно подстилаемых олистостромами или меланжево-олистостромовым комплексом. К ним относятся обрамление Окинского автохтона в Восточном Саяне, Чарский пояс в Восточном Казахстане [11]; Баянхонгорский пояс (синформа) в Монголии, Брусский пояс (синформа) в Западном Саяне сорваны вместе с подстилающей олистостромой и залегают среди более древних кристаллических пород, т. е. показывают ситуацию, переходную к первому случаю.

4. Офиолиты (или, точнее, их разрозненные члены) целиком погружены в олистострому или меланжево-олистостромовую формацию. Они дают все переходы к третьему случаю (Западный Саян, Чарский пояс, Передовой хребет Кавказа, Стара Планина в Болгарии, вероятно, многие офиолиты Карпат, пояс Офалу в Венгрии и т. д.).

5. Серпентинитовый меланж или меланжево-олистостромовый комплекс с включениями глаукофановых сланцев, эклогитов.

6. Покровы офиолитов с глаукофановыми сланцами (а) или амфиболитами — гранатовыми амфиболитами (б) в подошве.

Соотношение двух последних случаев, типичных для Западного Саяна, Урала, Пенжинского пояса на Камчатке, с третьим и четвертым заслуживает особого внимания. Пространственно они разобщены и, вероятно, характеризуют разные механизмы тектонической транспортировки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Буртман В. С., Молдаванцев Ю. Е., Перфильев А. С., Шульц С. С. Океаническая кора варисцид Урала и Тянь-Шаня. — Сов. геология, 1974, № 3, с. 23—36.
2. Городницкий А. М., Зоненшайн Л. П., Мирлин Е. Г. Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978.
3. Геохимия изотопов в офиолитах Полярного Урала. / Буякайте М. И., Виноградов В. И., Кулешов В. Н., и др. М.: Наука, 1983. 183 с.
4. Гольдин Б. А., Фишман М. В., Давыдов В. П., Калинин Е. П. Вулканические комплексы рифей и нижнего палеозоя Севера Урала. М.: Наука, 1973. 212 с.
5. Добрецов Н. Л. Глаукофансланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
6. Добрецов Н. Л. Глаукофановый метаморфизм и три типа офиолитовых комплексов. — Докл. АН СССР, 1974, т. 246, № 6, с. 1383—1386.
7. Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию. Новосибирск: Наука, 1980. 200 с.
8. Добрецов Н. Л. Офиолиты и проблемы Байкало-Муйского офиолитового пояса. — В кн.: Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1982, с. 11—19.
9. Добрецов Н. Л., Габов Н. Ф., Каргавченко В. Г. Докембрийская метаморфизованная олистострома. — Геол. и геофиз., 1984.
10. Добрецов Н. Л., Татаринцов А. Ф. Жадеит и нефрит в офиолитах (на примере Западного Саяна). Новосибирск: Наука, 1983. 126 с.

11. Ермолов П. В., Добрецов Н. Л., Полянский Н. В. и др. Офиолиты Чарской зоны.— В кн.: Офиолиты (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука, 1981, с. 103—178.
12. Ефимов А. А., Ленных В. И., Пучков В. Н. и др. Путеводитель экскурсии «Офиолиты Полярного Урала», МПГК проект № 39. М., 1978. 164 с.
13. Зоненшайн Л. П., Кориневский В. Г., Зайков В. В. и др. Опыт изучения океанической коры на Урале.— В кн.: Эволюция офиолитовых комплексов. Свердловск: изд. УНЦ АН СССР, 1981, с. 53—58.
14. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Хантайширский офиолитовый комплекс Западной Монголии и проблема офиолитов.— Геотектоника, 1978, № 1, с. 7—32.
15. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.
16. Книппер А. Л. Океаническая кора в структуре альпийской складчатой области. М.: Наука, 1975. 243 с.
17. Красный Л. И. Геология региона Байкало-Амурской магистрали. Л.: Недра, 1980. 110 с.
18. Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 460 с.
19. Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса/Леонтьев А. Н., Литвиновский Б. А., Гаврилова С. Н., Захаров А. А. Новосибирск: Наука, 1981. 318 с.
20. Паталаха Е. И., Белый В. А. Офиолиты Итмурунды-Казыкской зоны.— В кн.: Офиолиты. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 7—102.
21. Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 5—24.
22. Перфильев А. С. Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с.
23. Петрология и метаморфизм древних офиолитов/Добрецов Н. Л., Молдавандев Ю. Е., Козак А. П., и др. Новосибирск: Наука, 1977. 248 с.
24. Пучков В. Н. Лемвинская зона Полярного Урала и ее гомологи.— В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975, с. 45—57.
25. Савельев А. А., Савельева Г. Н. Войкарский офиолитовый массив на Полярном Урале.— Геотектоника, 1979.
26. Хайдатов И., Иванов Ж., Колчева К. Нижнепалеозойская офиолитовая ассоциация в Старой Планине.— В кн.: Офиолиты и ультрабазиты на территории Болгарии. София: изд. БАН, 1982, с. 1—36.
27. Anonymous. International Working group on the IGCP project «Ophiolites». Initial report on the Phillippine Sea floor.— Ofioliti, 1977, v. 2, p. 137—168.
28. Abbate E., Bortolotti V., Principi G. Oceanic metamorphism and tectonics in Western «Tethis».— Ofioliti. Suppl., 1983, v. 8, p. 5—6.
29. Bard J. P., Burg J. P., Matte Ph., Ribeiro A. La chaine hercynniene d'Europe occidentale en terms de tectjnicue de Plaques. Colloque C₆.— 26 Congr. Geol. Intern., Paris et Mem BRGM, 1980, v. 108, p. 233—246.
30. Breeman van J. Mesozoic hystory of the modern oceans.— Ofioliti, 1982, v. 213, p. 407—428.
31. Burke K. C., Wilson J. T. Hot spots on the Earth's surface.— In: Continents drift and continents aground. San-Francisco: Freeman, 1977. p. 51.
32. Coleman R. G. Ophiolites. Berlin — Heildelberg — N. Y.: Springer Verlag, 1977. 229 p.
33. Dahl R., Juteau T. Crustal heterogeneties and along strike lithological variations of a cumulate magma chamber: example of the Rustaq ophiolite block, Semail nappe, Oman.— Ofioliti. Suppl., 1983, v. 8, p. 52—54.
34. Dobretsov N. L., Kepezhinskas V. V. Three types of ultrabasic magmas and their bearing on the problem of ophiolites.— Ofioliti, 1981, v. 6, p. 221—236.
35. Le Pichon X., Francheteau I., Bonnin J. Plate tectonics. Amsterdam — L.: Elsevier, Sci. Publ. Co. 1973, p. 300.
36. Lindsley-Griffin N. The Trinity ophiolite complex, Oregon. Doctor. thesis, Colorado, 1977. 325 p.
37. Miyashiro A. Classification, characteristics and origin of ophiolites.— J. Geology, 1975, v. 83, p. 249—281.
38. Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M. Duality of Tethian ophiolites.— Petrology, 1975, v. 1, p. 172—175.
39. Sharaskin A. Ya, Dobretsov N. L., Sobolev N. V. Marianites the clinoenstatite bearing pillow-lavas, associated with the ophiolites assemblage of Mariana trench.— In: Ophiolites. Nicosia, 1980, p. 473—479.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Офиолиты, представляющиеся раньше едиными, в действительности разнообразны и формируются в различной обстановке. Одни из них представляют собой остатки ложа открытого океана, другие (и их, наверное, большинство) возникли в условиях задугового спрединга в окраинных морях, третьи могли появляться в океанических островных дугах или преддуговых областях в тех зонах субдукции, в которых не было жесткого сцепления между плитами, как, например, в настоящее время в Марианской дуге, где практически повсеместно, кроме самого контакта с погружающейся Тихоокеанской океанической плитой, господствуют условия растяжения. Неизменной для большинства офиолитовых комплексов остается их приуроченность к зонам растяжения: об этом однозначно свидетельствуют серии параллельных даек. Другое их общее свойство состоит в том, что при формировании офиолитовой ассоциации происходит наращивание новой коры океанического или субокеанического типа. Разрез офиолитовых комплексов, их нижних частей, сложенных расчлененной серией и габбро, представляет собой не что иное, как остатки застывшей близповерхностной магматической камеры. Из этой камеры питались подводные вулканы либо трещинные извержения, причем излияния происходили на значительных глубинах: до 1000 м и более. Офиолиты возникают вблизи границ литосферных плит и поэтому служат важным индикатором прежних границ плит.

Поскольку офиолиты наблюдаются либо в океанических осях спрединга, либо над океаническими зонами субдукции, они являются свидетелями древних океанов. Чаще всего офиолитовые зоны представляют собой швы, по которым произошло столкновение континентов при закрытии океанов, где ранее образовывались сами офиолиты. В этом плане трудно переоценить значение офиолитов для палеографии прошлых эпох. Так, распространение офиолитовых комплексов внутри современного Евразийского континента указывает на то, что континент этот — составной, возник путем спаивания более мелких континентальных массивов в крупный материк. Раннепалеозойские офиолиты Северо-Западной Европы отмечают положение океана Япетус, закрывшегося перед девоном за счет столкновения Европы с Северной Америкой. Уральский офиолитовый пояс свидетельствует о существовании Уральского палеоокеана, простиравшегося между Европой и Сибирью. Он закрылся в конце среднего или позднего палеозоя, когда началось столкновение Европейского и Сибирского континентов.

Описанная в книге разветвленная сеть разновозрастных офиолитовых зон Центрально-Азиатского пояса, протянувшегося от Казахстана через Саяны и Монголию до Забайкалья, позволяет реконструировать палеоазиатский океан, существовавший с позднего докембрия по меньшей мере до середины палеозоя. Мозаичный рисунок расположения офиолитовых зон внутри пояса, их положение между многочисленными мелкими срединными массивами свидетельствуют о том, что Центрально-Азиатский пояс является скорее аккреционным, наподобие современного Тихоокеанского пояса, и был создан за счет последовательного причленения к краю континента все новых и новых порций микроконтинентов и островных дуг, принесенных со стороны океана движущимися плитами. Такая же аккреционная мозаика возникла в конце мезозоя и в кайнозое на северо-востоке Азии, в особенности в Корякском нагорье. Протяженные мезозойские офиолитовые зоны Альпийско-Гималайского пояса, как твердо установлено в результате многочисленных исследований, маркируют мезозойский океан Тетис, имевший на меридиане Памира ширину не меньше 4000 км и закрывшийся в ходе последовательного сближения континентов Гондваны — Африки, Аравии и Индии — с активной окраиной Евразии.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, О. Томуртогоо, В. В. Коптева.</i> Офиолиты Западной Монголии	7
<i>К. Б. Кеpezжинскas, В. В. Кеpezжинскas, Дондовын Томурхуу, Д. Доржнамжаа.</i> Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии	19
<i>Н. Л. Добрецов, Э. Г. Конников, В. Н. Медведев, Е. В. Склярoв.</i> Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна	34
<i>А. А. Меляховецкий, Е. В. Склярoв.</i> Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы	58
<i>В. А. Коротеев, Л. П. Зоненшайн, В. В. Зайков, В. Г. Кориневский.</i> Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минерогения	71
<i>В. Нарембски, А. Майерович.</i> Офиолиты обрамления глыбы Сoвских гор и раннепалеозойские инициалиты Польских Судет	86
<i>К.-Д. Вернер.</i> Верхнерифейские офиолиты Саксонии (ГДР)	106
<i>З. Мисарж.</i> Рифейские и палеозойские офиолиты и родственные им горные породы Чешского массива (ЧССР)	119
<i>Я. Вейсс.</i> Зона метабазитов Брненского массива (ЧССР)	134
<i>З. Балла.</i> Доверхнекаменноугольные базиты и ультрабазиты Венгрии	136
<i>Д. Говорка.</i> Доальпийские офиолиты и ассоциирующие с ними комплексы Западных Карпат	148
<i>Х. Саву.</i> Доальпийские офиолиты и другие базиты и ультрабазиты Румынских Карпат и Добруджи	160
<i>Ш. А. Адамия, И. Д. Шавишвили, М. А. Кекелия, Т. Г. Чхотуа.</i> Периокеанические и океанические комплексы Палео-Тетиса в структурах Кавказа	167
<i>Н. Л. Добрецов, Л. П. Зоненшайн.</i> Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии	181
Заключение	191

CONTENTS

Preface	5
<i>L. P. Sonenshaine, M. I. Kuzmin, O. Tomurtogoо, V. V. Kopteva.</i> Ophiolites of the West Mongolia	7
<i>K. B. Kepezhinskas, V. V. Kepezhinskas, Dondovyn Tomurkhuu, D. Dorzhnamzhaa.</i> Rifean-lower paleozoic ophiolitec of Northern Mongolia	19
<i>N. L. Dobretsov, E. G. Konnikov, V. N. Medvedev, E. V. Sklyarov.</i> Ophiolites and olistostromes of the East Sayan	34
<i>A. A. Melyakhovetsky, E. V. Sklyarov.</i> Ophiolites and olistostromes of the West Sayan	58
<i>V. A. Koroteev, L. P. Zonenshaine, V. V. Zaikov, V. G. Korynevsky.</i> The paleozoic ophiolites of the South Urals and their minerageny	71
<i>W. Naremsky, A. Majerowicz.</i> Ophiolites of the surroundings of the Góry Sowie mts. block and initialites of the polish part of Sudetes	86
<i>K.-D. Verner.</i> Upperrifean ophiolites in Saxony (DDR)	106
<i>Z. Misar.</i> Rifean and paleozoic ophiolites and the rocks of the Czech massif (Chechoslovakia) related to them	119
<i>J. Weiss.</i> Metabasites zone of the Brnensko massif (Chechoslovakia)	134
<i>Z. Balla.</i> Pre-upper-carboniferous mafic and ultramafic rocks in Hungary	136
<i>D. Hovorka.</i> Pre-alpine ophiolites and associated complexes of the West Carpathian	148
<i>H. Savu.</i> Pre-alpine ophiolites and other basic and ultramafic rocks in Romanian Carpathians and North Dobrogea	160
<i>Sh. A. Adamiya, I. D. Shavishvili, M. A. Kekeliya, T. G. Chkhotua.</i> Periоceanic complexes of the Paleotethys in the structures of the Caucasus	167
<i>N. L. Dobretsov, L. P. Sonenshaine.</i> The comparison of the rifean-paleozoic ophiolites of North Eurasia	181
Conclusion	194

Офиолиты Западной Монголии. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Томуртоо О., Колтєва В. В. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

Главные отличия хантайширского и баянхонгорского офиолитовых комплексов (Западная Монголия) от коры открытых океанов следующие: наличие пород с известково-щелочной тенденцией дифференциации; пород с высокими содержаниями кремнезема и иногда литофильных редких элементов; эруптивных брекчий, указывающих на высокую газонасыщенность магмы, что не свойственно сухим магмам срединно-океанических хребтов современных океанов. Наиболее вероятно образование офиолитов Западной Монголии в тылу островных дуг за счет тыловодужного спрединга.

Такая интерпретация указывает на аналогию окраины Палеоазиатского океана в конце докембрия с современной западной окраиной Тихого океана. По всей видимости, вблизи края Сибири существовала система островных дуг и окраинных морей с корой океанического типа.

Илл. 8, табл. 2, библиогр. 16.

УДК 552.31 + 551.461.552.16

Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Монголии. Кебезинская К. Б., Кебезинская В. В., Томурхуу Д., Доржнямажаа Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

В изученном регионе выделяется пять структурно-вещественных комплексов. Три наиболее древние из них слагают дорифейский континентальный фундамент. Остальные два связаны с деструкцией фундамента и формированием океанической коры.

По петрохимии в офиолитовых комплексах метавулканитов выделяется несколько различных типов вулканических пород, представленных толеитовыми, известково-щелочными, щелочными и марианит-бонинитовыми сериями. Составы и тренды дифференциации указывают на сложную геодинамическую обстановку их образования, которая лучше всего соответствует типу: фронтальная дуга — окраинное континентальное море. Илл. 3, табл. 5, библиогр. 21.

УДК 552.3 + 551.243.4(235.223—11)

Офиолиты и олистостромы Восточного Саяна. Добрецов Н. Л., Кошкин Э. Г., Медведев В. Н., Склярв Е. В. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

Структура Восточно-Саянского офиолитового пояса интерпретируется как результат новообразования коры океанического типа в малых океанических бассейнах (рифей) и последующего сжатия с формированием крупных надвигов или пакетов чешуй (РЗ₁).

Разрез офиолитов включает: дунит-гарцбургитовый комплекс, кумулятивный верлит-пироксенит-габбровый комплекс, нижнее габбро, верхнее габбро, комплекс параллельных даек и перекрывающие вулканисты. В вулканогенной части разреза выделяется три типа пород: высокотитанистые толеиты океанического типа, породы марианит-бонинитовой серии, островодужные андезитобазальты и андезиты. Предполагается следующая эволюция геологических процессов при формировании офиолитов: формирование коры океанического типа в малых бассейнах типа окраинных морей, с высокотитанистыми диабазами и вулканитами; заложение островной дуги на фундаменте океанического типа, сопровождающееся излияниями лав марианит-бонинитовой серии; развитие островной дуги, выражающееся в накоплении вулканогенных образований известково-щелочного ряда. Илл. 8, табл. 6, библиогр. 29.

УДК 552.3 + 551.243.4(235.223—15)

Офиолиты и олистостромы Западного Саяна и Тувы. Меляховецкий А. А., Склярв Е. В. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

Офиолиты региона залегают в виде крупных аллохтонов с относительно ненарушенной (закономерно-слоистой) структурой и в виде офиолитокластов в олистостромах. Наряду с надвиганием офиолитов на до- и синеофиолитовые (гетерофациальные) метаморфические толщцы, описаны случаи подвигания олистостром под последние. Возраст офиолитов оценивается V — E₂, главным образом E₁ — E₂, за исключением офиолитов Северного Сангилен (мургульская свита), являющихся, вероятно, дорифейскими. Кратко охарактеризованы петрология гипербазитов, кумулятов, расслоенной серии, а также петрология и геохимия диабазов дайкового и силлового комплексов и пиллоу-лав. Субвулканисты и лавы представлены разностями, тяготеющими к океаническому, внутриплитным и островодужным толеитам.

Описаны реликты высокоградентного «океанического» метаморфизма, локально проявленного высокобарического и «внешнего» регионального метаморфизма. Илл. 5, библиогр. 43.

УДК 552.3(471.501)

Палеозойские офиолиты Южного Урала и их минералогия. Коротеєв В. А., Зоненшайн Л. П., Зайков В. В., Кориневский В. Г. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии.— Новосибирск: Наука, 1985.

Авторы выделяют силурийские и среднедевонские офиолиты, распространенные в краевых аллохтонах и синклинирных зонах Южного Урала (Крапинский, Сакмарский). Силурийские офиолиты сложены перлитит-гарцбургитовым комплексом, габброидами, толеитовыми базальтами, фтанитами и карбонатно-кремнистыми толщцами. Среднедевонские офиолиты представлены дунит-гарцбургитовой ассоциацией, выше которой залегают аналоги второго и третьего слоев коры океанического типа: габброиды, комплекс параллельных даек, серии базальтовых лав и гиадокластитов, красноцветные яшмы с горизонтами железистых металлоносных осадков. Рассматриваются структура, состав, характер контактов и возраст офиолитовой ассоциации. Сходство магматических пород Южного Урала и современных океанов доказывается на основе петрохимических и геохимических данных. Рассматриваются полезные ископаемые, связанные с формированием офиолитов или процессами их переработки (хромиты, медно-сульфидные магнетитовые руды, асбест, тальк и др.). Проведены палеотектонические реконструкции, показывающие формирование офиолитов в срединно-океанических хребтах или окраинных бассейнах. Илл. 5, табл. 3, библиогр. 49.

Офиолиты обрамления глыбы Совьих гор и раннепалеозойские пинциалиты Польских Судет. Наремски В., Майерович А. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

Рассматриваются вопросы геологии и геохимии базит-ультрабазитовых тел в обрамлении глыбы Совьих гор и раннепалеозойских пинциалитов обрамления кристаллического массива Карконош. Характер пород (тектонизированные перидотиты, базит-ультрабазитовые кумулаты и ассоциирующие metabазальты, в основном океанического типа) свидетельствует в пользу принадлежности базит-ультрабазитовых тел (группа Слезской горы, массив Шкляры, грохова-брашовицкая, новарудская и клодская метаморфические толщи) к офиолитовой ассоциации. Геохимические особенности metabазитов Клодской метаморфической толщи и зоны Немча указывают на важную роль трансформных разломов при формировании офиолитов.

На происхождение офиолитов в результате позднекембрийской океанизации указывают характер распределения и геологическая позиция изученных офиолитовых массивов, а также внутриплитный характер кембрийских офиолитов Качавских гор, формировавшихся не на океанической, а на утоненной континентальной коре. Формирование офиолитов, вероятно, связано с зонами дислокаций Немча и Рамзова — наиболее северной части верхнепротерозойского Мораво-Силезианского рифта. Из приведенных данных следует, что процесс рифтинга осложнялся трансформными разломами, обусловленными мобильностью микроконтинента Совьих гор. Предполагается, что тектоническое перемещение и расчленение океанической коры имели место в силурийскую или, наиболее вероятно, девонскую стадию сжатия, фиксируемую по характеру вулканизма Рудави-Яновицких и Есеницких гор соответственно. Ил. 10, табл. 1, библиогр. 81.

Верхнерифейские офиолиты Саксонии (ГДР). Вернер К.-Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

В области Центрально-саксонской линейной зоны встречается полная офиолитовая ассоциация верхнерифейского возраста с ассоциирующими кембрийскими островодужными магматическими сериями. Они, вероятно, фиксируют океанический этап развития Средней Европы в конце протерозоя и связаны с окраинным морем или тыловодужным бассейном на южной окраине «Желтого океана». Продолжительность этого этапа была, видимо, невелика. Уже к концу верхнего рифея средин и раскрытие бассейна сменились сжатием, субдукцией и обдукцией части океанической литосферы. Центрально-Саксонский линеймент представляет собой шовную зону океанического развития, обладающую одновременно некоторыми чертами палеосубдукционной зоны. Ил. 6, табл. 3, библиогр. 24.

Рифейские и палеозойские офиолиты и родственные им породы чешского массива (ЧССР). Мисарж З. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

[Верхнепротерозойские офиолиты — часть геосинклинального комплекса Саксо-Тюрингской зоны между зоной Молданубикума и Центральными Немецкими кристаллическим массивом — на территории ЧССР, к ним относятся метаофиолиты летовницкого и мариянолазеньского комплексов и метаофиолиты Староместского пояса. Пространственно и генетически с ними связаны основные вулканы и спилит-кератофировая ассоциация верхнего протерозоя Баррандиенской области, Забржегского кристаллического массива и Орлендских гор. Особое положение занимают верхнепротерозойские габбро-перидотитовые массивы (Ракско, Кдыне), расположенные вдоль контакта Саксо-Тюрингской и Молданубикумской зон.

По химизму офиолиты Саксо-Тюрингской зоны близки классическим офиолитам Пинда, Омана и др. Они возникли предположительно в рифтовых зонах окраинных морей и представляют собой кору океанического типа. Основные вулканы, переслаивающиеся с флишидными осадками, одновозрастны с офиолитами и отлагались в депрессиях, прилегающих к рифту на коре континентального или переходного типа.

Основные вулканы девона (Баррандиен) — вероятно, продукты рифтогенеза на континентальной коре. Основные вулканы и габбро Реногерциникума, вероятно, представляют собой продукты рифтогенеза у трансформированной окраины континента. Ил. 8, библиогр. 70.

Зона metabазитов Бренского массива (ЧССР). Вейс Я. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

Зона metabазитов — часть ассинтного Бренского массива, слагающего сложный мегаантиклинорий. В Бренской metabазитовой зоне выделяется две подзоны: западная — метадiorитовая и восточная — метадиабазовая. Заложение metabазитовой зоны древнее. Сначала у нее был характер сброса волочения. После окончания магматической деятельности эта зона стала зоной сжатия; максимальный стресс широтной ориентировки считается причиной сильной сланцеватости, будинажа и проявлений динамометаморфизма горных пород. Возраст метаморфизма каледонский. Библиогр. 8.

Доверхнекаменноугольные базиты и ультрабазиты Венгрии. Балла З. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

На территории Венгрии доверхнекаменноугольные базиты и ультрабазиты известны в Меческом районе. Среди них выделяются две группы. Базиты и ультрабазиты, залегающие внутри кристаллического комплекса докембрийского возраста, в виде пород высоких ступеней метаморфизма (эктогитовой и гранулитовой фаций), оказались в контакте с исходными породами этого комплекса до его метаморфизма в амфиболитовой фации или одновременно с ним (Дюд, Герчён). Серпентиниты, залегающие в филлитовой серии нижнего палеозоя, также оказались в ней до метаморфизма или одновременно с ним. (Офалу). Положение других серпентинитов (Хелешфа), претерпевших начальный метаморфизм в амфиболитовой фации, неясно. Составы всех ультрабазитов близки к гарцбургитам или к лерцолитам. Ил. 3, табл. 4, библиогр. 21.

Доальпийские офиолиты и ассоциирующие с ними комплексы Западных Карпат. Говорка Д. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

В домезозойском субстрате западно-карпатского сегмента тетисной Неоевропы офиолитовые и ассоциирующие с ними комплексы известны в нескольких тектонических единицах центральной и внутренних зон. Во всех известных случаях присутствуют только фрагменты разреза океанической/субокеанической коры. Они представлены полиметаморфизованными метабазами и метасулфидными (блестящими) метабазитами (блестящими). Последняя (альпийская) фаза их метаморфической перекристаллизации проходила в условиях фации зеленых сланцев среднебарического типа. Ил. 10, библиогр. 29.

Доальпийские офиолиты и другие базиты и ультрабазиты Румынских Карпат и Добруджи. Саву Х. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

Доальпийские офиолиты и другие базитовые (амфиболиты) и ультрабазитовые породы складчатых областей Румынских Карпат и Северной Добруджи представлены метаморфизованными продуктами магматизма ранних стадий в древних океанических зонах. Первичные магмы имели, как правило, толеитовый характер, поэтому их дериваты во многом сходны с альпийскими офиолитами, исключая метабазаиты гор Хингис-Дроше, отвечающие внутриплитным базальтам. Процесс формирования амфиболитов определяется несколькими факторами, которые иногда приводили к изменению состава первичных пород. Ил. 3, библиогр. 23.

Периокеанические и океанические комплексы Палео-Тетиса в структурах Кавказа. Адамия Ш. А., Шавишвили И. Д., Кекелия М. А., Чхотуа Т. Г. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

Офиолитовый шовный пояс Малого Кавказа разделяет Кавказский регион на две геологические провинции: к югу от шва распространены комплексы пассивного края Палео-Тетиса, а на севере — его активного края. В последней выделяются комплексы, подобные по геолого-геохимическим показателям комплексам современных островных дуг — окраинных морей (малых океанических бассейнов), интрадуговых рифтов. В гранитоидах островодужных комплексов Закавказья и Большого Кавказа установлена латеральная геохимическая северонаправленная полярность. По палеомагнитным и биогеографическим данным местоположение океанического Палео-Тетиса маркируется офиолитовым швом северной Анатолии — Малого Кавказа — северных склонов Эльбурса. Океаническая кора Палео-Тетиса почти полностью была поглощена в результате ее субдукции под активную северную окраину. Ил. 8, библиогр. 20.

Сопоставление рифейско-палеозойских офиолитов Северной Евразии. Добрецов Н. Л., Зоненшайн Л. П. Рифейско-нижнепалеозойские офиолиты Северной Евразии. — Новосибирск: Наука, 1985.

Выделяются три эпохи формирования офиолитов, фиксирующих главные стадии раскрытия Палеоазиатского океана и Палео-Тетиса: ранний рифей, венд — ранний кембрий, поздний ордовик — ранний девон. С ними совпадают или разделяют их главные эпохи скупивания: гренвилевская, дальсандская, салаирская, раннекаледонская, позднекаледонская, герцинская. Для всех этих этапов известны олистостромы.

В истории развития Палеоазиатского океана обособляются два цикла — рифейский и палеозойский. В каледонидах возникшего на его месте Урало-Монгольского пояса раскрытие и формирование офиолитов завершилось в венде — начале кембрия, после чего произошло два этапа сжатия, фиксируемого по олистостромам. Аналогичные закономерности устанавливаются для рифейско-палеозойской истории Палео-Тетиса и Тихоокеанского обрамления.

Рассмотренные в сборнике офиолитовые комплексы характеризуются широким разнообразием состава и строения отдельных, слагающих их членов. Гипербазиты представлены тремя типами: 1) жильно-дунит-гарцбургитовый комплекс, 2) однородно гарцбургитовый комплекс, 3) лерцолитовый комплекс. Эти три случая отвечают трем разным моделям рестрирования верхней мантии.

Переходная зона имеет несколько вариантов состава и строения: 1) дунит-верлитовая зона с кумулятивными дунитами и хромититами, 2) верлит-троктолитовая кумулятивная зона, 3) верлит-пироксенитовая реакционная зона в 2-х вариантах: прожилково-брекчиевидная (а) и однородно-полосчатая (б).

В дайковом комплексе при уменьшении скорости спрединга происходит смена параллельных даек силлами или дайково-силловыми комплексами. В вулканогенной части офиолитового разреза часто наблюдается совмещение разнотипных базальтоидов — океанических, внутриплитных, островодужных толеитов, пород марианит-бонинитовой серии, что связано, в большинстве случаев, с эволюцией малых океанических бассейнов.

Современная тектоническая позиция офиолитов может быть сведена к следующим типичным случаям: 1) покровы надвинуты на кристаллические массивы и нередко облекают их, 2) подстилают древние кристаллические массивы, 3) залегают на более молодых осадочных толщах с олистостромой в основании, 4) целиком погружены в олистострому или меланжево-олистостромовый комплекс, 5) в виде серпентинитового меланжа, 6) покровы с глаукофановыми сланцами (а) или амфиболитами — гранатовыми амфиболитами (б) в подошве. Эти типы отражают разные механизмы тектонической транспортировки. Ил. 3, библиогр. 39.

Ophiolites of the West Mongolia. Sonenshaine L. P., Kuzmin M. I., Tomurtogoo O., Kopteva V. V. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

Khantashir and Bayankhongor ophiolitic complexes of the (West Mongolia) appeared in the conditions of the spreading of the oceanic crust. Hardly the ophiolites of the West Mongolia can be compared with the crust of the open oceans. The main differences consist in the presence of the following signs: of the rocks with the calc-alkaline trend of the differentiation; of the rocks the high silica contents and, sometimes, lithophilic trace elements; of the eruptive breccias, indicating the high gas saturation of the magma that is not characteristic for the dry magmas of the middle-oceanic ridges in the modern oceans. The formation of the ophiolites of the West Mongolia in the back — island arcs is most probably at the expense of the back — arc spreading. Such interpretation indicates the analogy of the margin of the Paleosianic ocean in the Late Pre-Cambrian with the modern west margin of the Pacific ocean. The system of the island arcs — marginal seas with the crust of the oceanic type existed evidently not far from the margin of the Siberia.

[Riphean-lower paleozoic ophiolites of northern Mongolia. Kepezhinskas K. B., Kepezhinskas V. V., Tomurkhuu D., Dorzhnamzhaa D.] Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk. Nauka, 1985.

The paper reports of the proofs for separation of 5 structural-compositional complexes. Three of them most ancient compose Pre-Riphean continental basement. Two later connected with destruction of the basement and formation of oceanic crust from the upper structural level.

The petrochemical study of the metavolcanics of ophiolite complexes have revealed varying types of volcanic rocks represented by various Tholeiitic, calc-alkaline, alkaline and marianite-boninitic series. Their composition and differentiation trends geodynamic corresponds best of all to conditions of the frontal arc-marginal basin-continental margin.

Ophiolites and olistostromes of the East Sayan. Dobretsov N. L., Konnikov E. G., Medvedev V. N., Sklyarov E. V. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

[The geological structure East Sayan ophiolitic belt is interpreted as a result of the oceanic type crust formation in the small oceanic basins (Riphean) and of the following compression with the formation of the large nappes or the packets of the sheets (Lower Paleozoic).

The dunite-harzburgite complex, the cumulate wehrlite-pyroxenite-gabbroic complex, lower gabbro, upper gabbro sheeted-dyke complex and the overlying volcanites take part in the structure of ophiolites. Three types of the volcanic are distinguished: High-titanium tholeiites of the oceanic type; the rocks of the marianite-boninitic series; the island-arc andesite-basalts and andesites. 1. The formation of the oceanic crust in the small ocean basins (Marginal seas) with the high-titanium volcanites. 2. The location of the island-arc on the oceanic basement, the early stage of which is characterized by the outflows of the marianite — boninite series' lavas. 3. The development of the island arc, expressed in the accumulation of the volcanogenic formation of the calc-alkaline series.

[Ophiolites and Olistostromes in West Sayan and Tuva. Melyakhovetskiy A. A., Sklyarov E. V.] Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

Ophiolites occur in two positions in West Sayan and Tuva: which are the large-scale thrust sheets with relatively well-preserved regularly-layered structure and the ophioliteclasts in olistostromes. Large sheets and some olistostromes overthrust the pre- and synophiolitic (heterofacial) metamorphic terranes, but some olistostromes are underthrust metamorphics. It's assumed that ophiolites have been emplaced in Late Riphean — Middle Cambrian time (mainly in ϵ_1 — ϵ_2) with the exception of North Sangilen ridge ophiolites (Tuva), which assumed to be of Pre-Riphean age the petrology of ultramafics, cumulates and layered gabbro and the petrology and geochemistry of diabases (dyke-sheeted and sill complexes) and pillow-lavas are briefly characterized. There are the varieties of volcanics with ocean-floor tholeiitic, infraplate tholeiitic and island arc tholeiitic affinity.

The relics of first — internal metamorphism, locally developed high-pressure and widespread external moderate-pressure metamorphisms are described.

The paleozoic ophiolites of the South Urals and their mineralogy. Korotev V. A., Sonenshaine L. P., Zaikov V. V., Korinevsky V. G. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

The Silurian and Middle Devonian ophiolites of the South Urals extended in the marginal allochthones (South Kraka, Sakmarsky) and in the synclinal zones are described. The Silurian ophiolites consist of ilherzolite-harzburgite complex, gabbroids, tholeiitic basalts, phanites and carbonaceous-siltstones. The Middle Devonian ophiolites are presented by dunite-harzburgite association, above that lie analogues of the second and the first layers of oceanic type crust: gabbroids, complex of sheeted dykes, series of basalts lavas and hyaloclastites, red-coloured jaspers and with horizons of ferrous metal-bearing sediments. The structure, composition, character of contacts and age ophiolites are discussed. The affinity of magmatic rocks of South Urals to the oceanic volcanics is shown on the basis of data about contents of petrogenetic and trace elements including rare — earth ones. Useful elements appeared by the formation of ophiolites (Chromite, cooper-pyrite, manganese ores) and also by their subsequent transformation (asbestos, talc, nickel, magnesites and others) are described. The paleotectonic reconstructions showing the formation of ophiolites on the middle-oceanic ridges, interarc and marginal basins are presented.

Ophiolites of the surroundings of the Góry Sowie Mts block and initialites of the Polish part of sudetes. N a r e m b s k i W., M a j e r o w i c z A. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.—Novosibirsk: Nauka, 1985.

The paper deals with geologic and preliminary geochemical data on mafic-ultramafic rock bodies occurring in the surroundings of the Góry Sowie Mts. block and on Early Paleozoic initialite associations grouped around the Karkonosze crystalline complex. All the available data

indicate that the above bodies (Sleza Mts. group, massives of Szklary, Grochova — Braszowice, Nowa Ruda and Klodzko Metamorphic Unit) represent fragments of an ophiolitic suite. This conclusion results from the character of rocks, representing tectonized peridotites, mafic — ultramafic cumulates and generally OFB-type or associated metabasites, locally showing (Sleza Mts.) some features of sheeted dykes. Geochemical peculiarities of some metabasites (Klodzko Metamorphic Unit and Niemcza Zone) suggests important role of transform (strike-slip) faults in the genesis of the ophiolites in question.

The problem of their age and origin is discussed at the background of recent models of Pre-Variscan and Variscan Meso-Europe. Taking into account the distribution and geologic position of the massives in question grouped predominantly on E margin of the rigid Sowie Góry block, as well as hot-spot and within-plate character of Cambrian initialites of the Góry Kaszawskie Mts. originated rather on thinned continental than oceanic crust, it is suggested that these ophiolites are products of late Precambrian oceanization but emplaced much later into its actual position. Their origin can be connected with niemcza and Ramzowa dislocation zone, the northernmost part of Misar, s Upper Proterozoic Moravian-Silesian rift structure. Following our data, this rifting had to be modified by transform (strike-slip) faults, related with mobility of the Sowie Góry microcontinent. It is supposed that emplacement of dismembered oceanic crust thus formed took place either during Silurian or, most probably, during Devonian compression stage, recorded in this area by CPM (Convergent Plate Margin) character of volcanism of Rudawy Janowickie and Jeseníky Mts. respectively. This preliminary working hypothesis should be checked by more detailed and more complex geological, geochemical and geochronological studies.

Upper Riphean ophiolites in Saxony (DDR). K.-D. W e r n e r. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.—Novosibirsk: Nauka, 1985.

A complete ophiolite suite of Upper Riphean age with associated Cambrian island-arc igneous rock series, occurs in the Central Saxonian Lineament Zone. All these rocks may be pass as witnesses for an oceanic development in Central Europe at the end of the Proterozoic. Probably, they are tied to marginal sea or back-arc basin region respectively at the Southern border zone of the «Celtic Ocean». The spreading Width of the basins and the period of this stage were apparently limited. Towards die final Upper Riphean it was relieved by closing, compression, subduction and obduction of part of the oceanic lithosphere. The Central Saxonian Lineament represents the scar zone of this oceanic development and marks the course of the paleo-subduction zone.

[Riphean and paleozoic ophiolites and the rocks of the czech massif (Czechoslovakia) related to them. M i s a r Z. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.—Novosibirsk: Nauka, 1985.

The Upper Proterozoic ophiolites are part of the geosyncinal complex of the Saxo-Thuringian zone by which are represented on the whole middle European Hercynides (Variecydes) between the Moldanubian zone and the Central German crystalline massif. The Mtovitski and Mariánsko-Lázenská metaophiolites complexes and metaophiolites of Staré Město belt are regarded as the ophiolites of Czechoslovakia. The basic volcanites and spilite-keratophire series of the Upper Proterozoic of the Barrandien region, Zabrzhegski crystalline massif and Orlických Mts. are connected spacially and genetically with them. The Upper Proterozoic gabbro-peridotite massives (Ransko, Kdyne), situated along the contact of Saxo-Thuringian and Moldanubian zones, occupy the special position. Paleozoic basic volcanites (Barrandien, Krkonosze) of Saxo-Thuringian region have no signs of ophiolites.

The Saxo-Thuringian zone ophiolites correspond on the chemical composition to classical ophiolite complexes (Pindos, Bay of Island, Oman and others). In all cases they arised in the rift zones of the marginal seas and are a crust of the oceanic type. The basic volcanites, intercalated with the flysch sediments, are coeval with ophiolites and were erupted in depression, adjacent to the rift, on the crust of the continental or transitional type. The basic volcanites of Devonian (Barrandien) are probably the rift genesis products on the continental crust. The geodynamic position of the basic volcanites and the Renohercynian gabbro massives is more complex. Most probably these rocks are the products of riftogenesis near transform margin of the continent.

***Metabasites zone of the Brnensko massif (Czechoslovakia). W e i s s. J. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.—Novosibirsk: Nauka, 1985.**

Metabasites zone is part of the Assintian Brnensko massif representing complex megaanticlynorium. Two subzones are distinguished in the Brnensko metabasites zone: The West — metadioritic and the East — metadiabasic. The laying of this zone is ancient. The age of transformation — Caledonian.

Pre-Upper-Carboniferous mafic and ultramafic rocks in Hungary. B a l l a Z. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.—Novosibirsk: Nauka, 1985.

In Hungary Pre-Upper-Carboniferous mafic and ultramafic rocks are known from the Mecsek area. Two groups are distinguished among them. Ecligites and metabazburgites within the Precambrian crystalline complex have got into contact with original rocks of this complex prior to or simultaneously with its metamorphism in amphibolite facies (Gyöd, Göröcsöny). Serpentinites within the Lower Paleozoic phillite series have also got there prior to or simultaneously with the metamorphism (Ófalu). Position of other serpentinites (Helesfa) which suffered primary metamorphism in the amphibolite facies, is unclear. Compositionally all ultramafics are near to harzburgites or lherzolites.

Pre-Alpine ophiolites and associated complexes of the West Carpathian. H o v o r k a D. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

In the Pre-Mesozoic substratum of the West Carpathian segment of the Tethys Neoeurope the ophiolitic complexes or the complexes close to ophiolites are known from several tectonic units of the central and inner zones (during the separation of the West Carpathians into three zones in the north-south direction: external, central and inner). Only the fragments of the oceanic/suboceanic crust are present in all known cases. They are presented by polymetamorphosed metabasites and metaultrabasites (blastomylonites). The latter (alpine) phase of their metamorphic recrystallisation took place in the condition of the facies of green schists of the middle pressure type.

Pre-Alpine ophiolites and others basic and ultramafic rocks in romanian carpathians and North Dobrogea. S a v u H. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

The pre-Alpine ophiolites and other basic (amphibolitic) and ultramafic rocks from the folded series in the Romanian Carpathians and North Dobrogea represent the metamorphosed products of the magmatism that manifested in the early stages of the old oceanic zones. The parental magmas had as a rule a tholeiitic character, so that the rocks that resulted from their crystallization show a series of similarities to the Alpine ophiolites, except for the metabasalts from the Higiş — Drocea Mts., which show «withinplate» basalts characteristics. The formation process of the amphibolitic rocks was controlled by several factors which, in some cases, brought about change in the composition of the primary material.

Perioceanic complexes of the paleotethys in the structures of the Caucasus. A d a m i y a Sh. A., Shavishvili I. D., Kekeliya M. A., Chkhovtva T. G. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

The ophiolitic sutural belt of the Small Caucasus divides the Caucasian region into two geological provinces: the complexes of the passive margin of the Paleotethys are spread to the south of the suture, and the complexes of its active margin are spread in the north. In the latter are distinguished the complexes, similar on their geological-geochemical indexes to the complexes of the modern island arc — marginal seas (the small oceans basins), interarc rifts. The lateral geochemical polarity, directed to the north, is established in the granulites of the island arc complexes of the Transcaucasus and the Big Caucasus. On the base of paleomagnetic and biogeographical data the location of the oceanic Paleotethys is marked by the ophiolitic structure of the North Anatolia — Small Caucasus — the north slopes of the Elbrus. The oceanic crust of Paleotethys was almost completely absorbed during the subduction under the active north margin.

The comparison of the rifean-paleozoic ophiolites of North Eurasia. D o b r e t s o v N. L., Sonenshain L. P. Rifean-Paleozoic Ophiolites of North Eurasia.— Novosibirsk: Nauka, 1985.

Three epochs of the formation of the ophiolites, fixing the main stages of opening of the Paleoasiatic ocean and Paleotethys are distinguished: 1) Early Riphean, 2) Vend — Early Cambrian, 3) Late Ordovic — Early Devonian. The main epochs of compression and thickening: 1) Grenville, 2) Dalsland, 3) Salair, 4) Early Caledonian, 5) Late Caledonian, 6) Hercynian coincide with them or divide. The olistostromes are known for all these stages. Two cycles — Riphean (Baikalian) and Paleozoic (Caledonian — Hercynian) isolate themselves clearly in the history of the development of Paleoasiatic ocean. In the Caledonides of the Ural — Mongolian belt, appear on the place on Paleoasiatic ocean, opening and formation of the ophiolites was completed in Vend — Early Cambrian, after that two stages of compression, fixed on the olistostromes — 1) C_{2-3} , 2) $S_2 - D_1$, took place. In the Hercynides formation of the oceanic crust ended later — $S_2 - D_1$.

The analogous regularities are established for the Riphean — Paleozoic history on the Paleotethys and Pacific Ocean surroundings.

Ophiolitic complexes, which were described in this book, are characterized by the wide variety of the composition and structure of the separate members, composing them. The ultramafic part of the ophiolite suits is represented by three types: 1) vein-dunite-harzburgite complex, 2) uniformly harzburgite complex, 3) lherzolite complex. These three cases correspond to three different models of the extraction of the melt from the upper mantle.

The transitional zones have some variants of the composition and structure: 1) dunite-wehrlite zone with the cumulate dunites and chromites, 2) wehrlite-troctolite cumulate zone, 3) wehrlite-piroxenite reactional zone in two variants: streaky-brecciated (a) and homogeneous banded (b). The character of the transitional zone reflect: a) the composition of the primary magma, b) the degree of the equilibrium between the ultrabasic «basement» and the melt.

The change of the sheeted dyke complex by the sill or dykesill complexes take place with the decrease of the spreading rate during formation of the dyke complex. In the volcanogenic part of the ophiolite suits is often observed the combination of the different type basalts — oceanic tholeiites, withinplate basalts, marianite — boninite series and island arc basalts and andesites, that is connected in most cases with the evolution of the small oceanic basins.

The modern tectonic position of the ophiolites is different and can be reduced to the next typical cases: 1) the sheets are overlapped on the crystalline massives, 2) underlie the ancient crystalline massives, 3) the sheets occur on the more young sedimentary rocks with the olistostrome at the basement, 4) are wholly included in the olistostromes or the mélange — olistostrome complex, 5) in the form of the serpentine mélange, 6) the sheets with the glaucophane schists (a) or the amphibolites-garnet amphibolites (b) at the basement. These types reflects the different mechanisms of the tectonic transporting.

3 p. 20 г.

4331