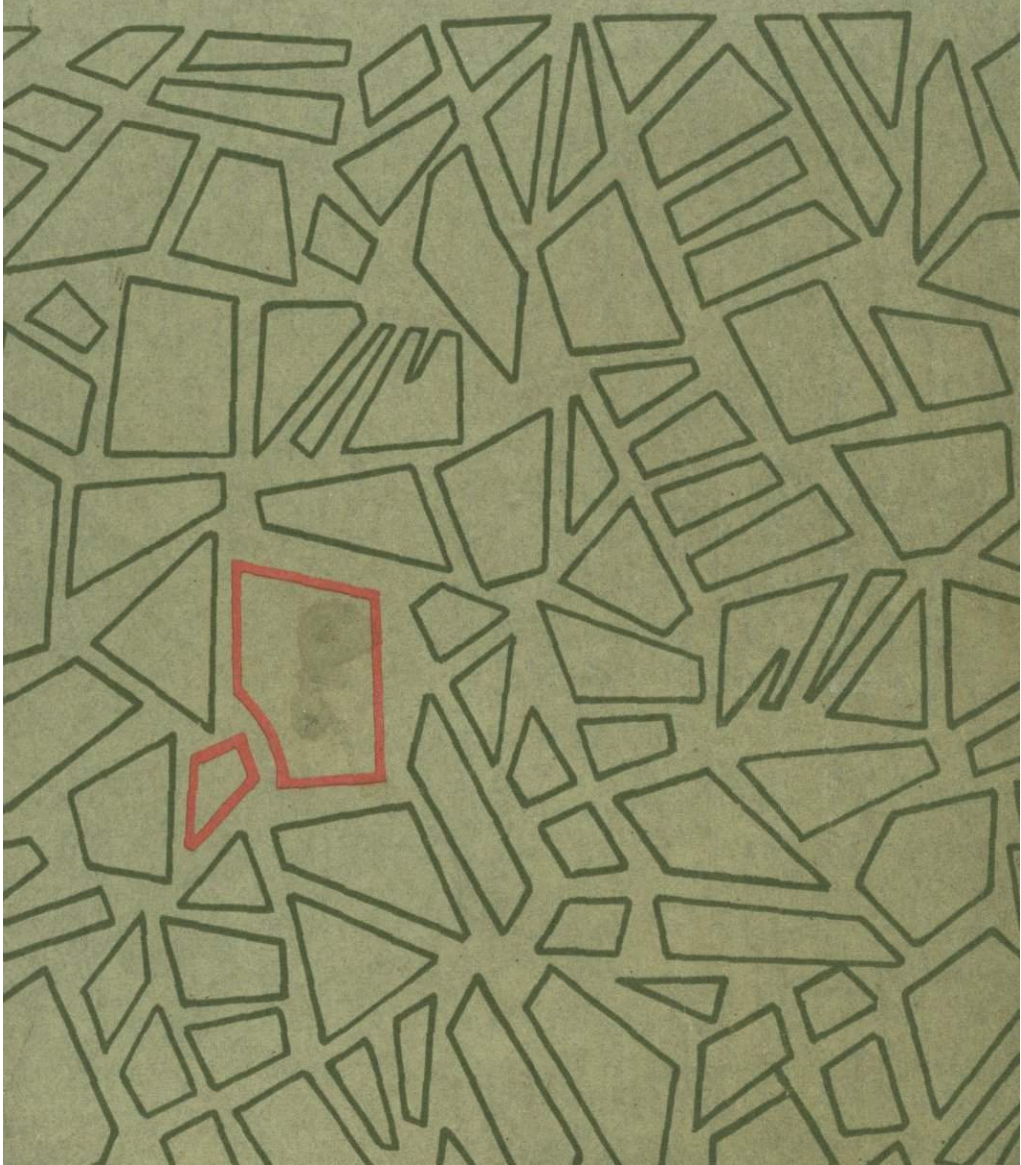


МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ
КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ
ПОРОД



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

18892

Владивосток, 1978



В сборнике освещаются особенности химизма пород и минералов и закономерности формирования апортозитов, апатитоносных базитов, гранитоидов и включений ультраосновных пород в базальтах складчатых регионов Дальнего Востока. Рассматриваются также малые интрузии Среднего Сихотэ-Алия.

*Издано по решению Редакционно-издательского совета
Дальневосточного научного центра АН СССР*

Ответственный редактор доктор геол.-минер. наук С. С. ЗИМИН

АПАТИТОНОСНЫЕ ПИРОКСЕНИТ-ГАББРО-НОРИТОВЫЕ ИНТРУЗИВЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО СТАНОВИКА

Р. А. Октябрьский, С. С. Зимин, С. В. Гайденко

Исследования базитового магматизма бассейна р. Брянта, проведенные нами в последние годы, выявили апатитоносный характер и пироксенит-габбро-норитовый состав древних базитов, включаемых ранее в состав майско-джанинского габбро-амфиболитового комплекса (Путинцев и др., 1971). Это позволяет по-новому подойти к оценке перспектив на поиски комплексных агроруд на востоке зоны БАМ в полосе, непосредственно к ней примыкающей. Ниже, на примере Лучанского и Утугейского массивов, рассматриваются особенности геологического положения, состава и рудоносности апатитоносных базитов Центрального Становика. Приводятся петрохимическое и геохимическое сопоставления с габброидами других формационных типов.

Минералого-петрографическая характеристика апатитоносных базитов

Лучанский и Утугейский массивы структурно приурочены к осевой и юго-западной частям Брянтинской синклинали (Расказов, 1968).

Лучанский массив, залегающий среди биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов нижнего докембрия (Смирнов, 1976) в верховьях р. Брянта, восточнее горы Луча, представлен лополитообразным (?) телом шириной до 4, длиной до 15 км и более. Осевая часть и северо-западные края массива прорваны и уничтожены никеленосной интрузией горы Луча и более поздними биотитовыми гранодиоритами и гранитами (Щека, 1969). Оставшаяся часть окаймляет никеленосный дунитотроктолитовый интрузив с востока, юга и юго-запада (рис. 1).

Возраст массива, судя по взаимоотношению с окружающими породами и по данным определения абсолютного возраста никеленосных троктолитов (Зимин, Щека, 1962; Щека, Зимин и др., 1967 г.), считался ранее нижнепротерозойским.

Сложен массив главным образом (60%) крупно- и среднезернистыми габбро-амфиболитами и габбро (табл. 1, 2), варьи-

Таблица 1

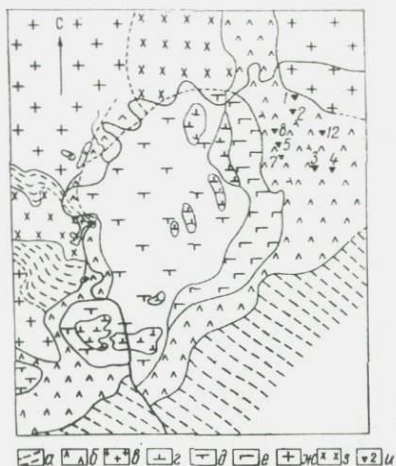
Количественно-минеральный состав апатитоносных пород, объем, %

№ пп	№ обр.	Порода	Oi	cPx	Act	Hb	Bi	Hyp	Chl	Pl*	Ap	Ore	Sp
1	P-982г	Габбро-амфиболит	—	—	29,8	26,9	—	—	—	28,2	6,3	8,8	—
2	P-983б	То же	—	—	26,6	—	—	—	—	66,4	4,7	2,4	—
3	P-983х	»	—	—	57,6	—	—	—	—	31,4	5,0	6,1	—
4	P-983ч	»	—	—	64,4	—	—	—	23,2	—	1,7	10,8	—
5	C-1787/1	Габбро	—	31,5	—	23,6	0,4	—	—	25,2	8,7	10,5	—
6	C-1788/1	Габбро	—	26,9	—	15,9	—	—	—	46,2	5,4	5,7	—
7	C-1788/2	Габбро-порит	—	3,9	—	35,2	—	2,8	—	39,2	8,1	10,5	0,2
8	C-1784/3	Габбро-порит	—	5,9	—	9,3	1,5	—	5,0	70,5	2,5	5,2	0,1
9	P-995х	Амфиболовое габбро	—	—	15,1	57,3	1,6	—	—	19,8	2,8	3,5	—
10	P-995щ	Габбро-амфиболит	—	—	—	16,1	4,6	—	7,2	65,5	1,9	4,5	—
11	P-995е	Пироксеновое габбро	—	9,7	—	40,1	—	—	—	47,1	3,1	—	—
12	P-983о	Пироксенит	38,8	21,4	—	3,7	—	—	—	—	12,2	23,8	0,1
13	P-983е	Актинолит-хлоритовая порода	—	—	23,1	—	—	—	49,4	—	7,3	20,1	—
14	P-995к	То же	—	—	26,9	—	—	—	54,3	—	6,9	11,9	—
15	P-995л	Пироксенит	—	58,3	—	13,2	—	Ед. зер.	—	—	8,9	19,1	0,5
16	P-995и	Вебстерит	—	41,0	—	20,9	—	11,0	—	5,0	3,3	18,7	—
17	P-995н	Пироксенит	3,0	49,8	—	28,1	—	Ед. зер.	—	2,8	0,8	6,8	9,0**
18	P-995о	Пироксенит	24,4	46,5	—	6,2	—	4,4	—	—	—	16,4	2,1
19	P-995ц	Вебстерит	0,8	33,8	4,0	27,2	—	9,8	—	—	3,4	20,9	0,1

* Подсчитано совместно с замещающими его Ер, Му, Chl. ** Симплектит Sp—CPx.

Примечание. 1—8; 12—13 — Лучайский массив; 9—11, 14—19 — Утугейский массив. Oi — оливин, CPx — моноклинный пироксен, Act — актинолит, Hb — роговая обманка, Bi — биотит, флогопит, Hyp — ромбический пироксен, Chl — хлорит, Pl — плагиоклаз, Ap — апатит, Ore — рудные минералы, Sp — шпинель.

Рис. 1. Схема геологического строения Лучанского массива. а — гнейсы, мигматизированные породы — $Ar_2 - Pt_1$, б — апатитоносные габбро-амфиболиты, габбро-нориты, пироксениты — Pt_1 , в — аляскитовые гнейсовидные граниты — Pt_1 , г — никеленосные перидотиты, оливиниты, дуниты, плагиодуниты — Pt_2 , д — троктолиты, оливиновые габбро, габбро-нориты — Pt_2 , е — пегматоидные габбро — Pt_2 , ж — среднезернистые биотитовые граниты — Pz_{2-3} , з — роговообманковые прандиорит-порфиры — K_2 , и — места отбора и порядковые номера проб апатитоносных пород, указанных в табл. 1



рующими по меланократовости от лейко- до меланократовых. Меньше развиты сланцеватые и полосчатые их разновидности, а также габбро-нориты, оливиновые габбро, оливиновые пироксениты, жилы плагиоклазов и диабаз-амфиболитов. Среди габбро-амфиболитов встречаются мелкие (2×5 см) редкие ксенолиты роговообманковых роговиков. Отмечается достаточно резкий (1—2 см) фациальный переход лейкократовых габбро в габбро-нориты и в плагиоклазовые пироксениты. Взаимоотношения основных пород и оливиновых пироксенитов неясны. По изменениям структур и минерального состава пород прослеживается полный переход габбро-амфиболитов в слабоизмененные габбро-нориты.

Структура габбро-норитов и слабоизмененных габбро призматически-зернистая, преимущественно разнозернистая от мелко- до среднезернистой за счет части более крупных зерен моноклинного пироксена и плагиоклаза, реже крупнозернистая. При переходе к габбро-амфиболитам структура приближается к нематогранобластовой, меланократовость породы за счет замещения плагиоклаза эпидотом и хлоритом увеличивается. Данные табл. 1 показывают значительные вариации меланократовости пород (содержание плагиоклаза изменяется от 25 до 66%), малое содержание ромбического пироксена, широкое развитие роговой обманки и актинолита.

Ромбический пироксен в габбро-норитах представлен гиперстеном ($f=38\%$) и образует агрегат мелких (до 1 мм) таблитчатых зерен, замещающихся светло-зеленоватым хлоритом в ассоциации с пылеватым магнетитом и окруженных бурым амфиболом. Моноклинный пироксен в габбро-норитах и габбро-амфиболитах — это зеленоватый авгит и реже салит-авгит. Он образует крупные (до 4 мм) таблички с ильменитовыми

Оптические свойства и состав минералов пород Лучанского массива

Порода	№ обр.	Минерал	2V°	Ng	Np	Состав %		
						W ₀	f _{общ.}	Ап
Габбро, габбро-амфиболиты Р-9836 С-1787/1 Р-9833 С-1788/1		Амфибол бур. зел.	-72	1,685 1,680			50 45—51	
		Апатит		1,638	1,663		F	
		Плагиоклаз		1,561	1,532			49—5
		Салит-авгит	+57	1,717	1,693	46	41	
		Амфибол бур.	-79	1,696	1,671		Ti	
		Актинолит		1,659			39	
		Апатит		1,639			F	
		Плагиоклаз		1,555	1,544			40—33
		Авгит	+55	1,716	1,690	44,5	37	
		Амфибол бур. зел.	-79	1,690 1,690	1,670		57 57	
	Биотит		1,646			49		
	Плагиоклаз		1,562	1,548			51—37	
	Амфибол бур. зел.	-76 -66	1,695 1,684	1,666		Ti 49		
	Актинолит		1,638			35		
	Апатит		1,638			F		
	Плагиоклаз		1,564	1,529			55—5	
Габбро-нориты С-1784/3; С-1788/2		Гиперстен	-64		1,702		38	
		Авгит	+54	1,717	1,693	44,5	40,5	
		Амфибол бур.	-78	1,695	1,671		Ti	
		Биотит		1,646			49	
		Апатит		1,641			F	
		Шпинель зел.		1,790				
		Плагиоклаз		1,560	1,547			49—37
Оливиновое габбро Р-9831		Оливин	-85	1,740	1,699		33	
		Бронзит		1,701			28	
		Салит-авгит	+56	1,716	1,689	46	34	
		Амфибол бур.	-82	1,694	1,668		Ti	
		Биотит		1,636			41	
		Шпинель зел. Плагиоклаз		1,785 1,562	1,548			51—40
Пироксенит Р-9830		Оливин			1,694	31		
		Салит	+57		1,689	47,5	34	
		Амфибол бур.	-89	1,681	1,663		46	
		Шпинель зел.		1,785				
		Апатит		1,639			F	

пластинками по спайности и мелкие кристаллы, замещающиеся роговой обманкой, а также зеленоватым актинолитом с выпавшим пылеватою магнетита, что согласуется с его более низкой (на 2—5%), чем у клинопироксена, железистостью.

Состав и свойства пироксенов ряда габбро-амфиболит — габбро-норит (табл. 2) показывают значительную их железистость (37—41%) и слабую дифференциацию (34%) при переходе к ультраосновным породам.

Первичный плагиоклаз в породах этого ряда образует слабозональные сдвойникованные зерна лабрадор-андезинового состава (№ 58÷40). После кристаллизации главной массы клинопироксена, плагиоклаза и редких зерен зеленой шпинели выделяются хорошо ограниченные кристаллы апатита в ассоциации с ксеноморфными ильменитом и магнетитом, часто образующими элементы сидеронитовой структуры. В более крупнозернистых разностях пород этого ряда апатит, представленный наиболее распространенной фтористой разновидностью ($N_0 = 1,638—1,641$, табл. 2), несколько обособляется от окислов, располагаясь между плагиоклазовыми зернами.

Размер зерен апатита и окислов во всех типах пород Лучанского массива колеблется от 0,05—2,0 мм, составляя в среднем в разномзернистых габбро-норитах, габбро- и габбро-амфиболитах 0,25 для апатита и 0,5 мм для окислов, т. е. значительно меньше, чем зерна пироксенов и плагиоклаза, что и обуславливает микроскопически слабую порфирированность породы.

Рудные минералы апатитоносных габбро-норитов и габбро — это ильменит (90%) и пирит (10%), реже к ним добавляются магнетит (до 50% объема рудных минералов) и единичные зерна пирротина и халькопирита. Ассоциируя с апатитом, ильменит и магнетит образуют отдельные зерна или сростки зерен. Часто ильменит несет структуры распада твердых растворов — эмульсионную вкрапленность гематита, иногда он наполовину замещается гематитом. В магнетите структур распада не наблюдается. Пирит развивается позже окислов в виде отдельных хорошо ограниченных кристаллов, замещая их или образуя просечки в породе, и в свою очередь окружается каймой лимонита.

В позднемагматическую стадию происходит амфиболизация габбро-норитов и габбро с образованием в оставшихся между рудными, плагиоклазом и пироксеном промежутках агрегата мелких зерен бурого титанистого амфибола, близкого к керсутиту (табл. 2, $CNg = 14^\circ$, $Ng = 1,696$), переходящего в зеленую роговую обманку ($f = 49—57\%$) и замещающегося титанистым бюнитом.

Метаморфизм габбро-норитов и габбро в условиях амфиболитовой фации, а также их гранитизация сопровождаются постепенным замещением пироксенов хлоритом, ситовидным агрегатом зеленой роговой обманки с кварцем или эпидотом или светло-зеленым актинолитом и пылеватым магнетитом, вплоть до образования гомоосевых псевдоморфоз, оконтуренных узкой каймой густо-зеленого железистого актинолита. Титанистый амфибол переходит в обычный густо-зеленый (табл. 2, обр. P=983э). Плагиоклаз, замещаясь иголками эпидота, цоизита,

Оптические свойства и состав минералов пород Утугейского массива

Порода	№ обр.	Минерал	2V°	Ng	W ₀	Состав %		
						W ₀	f _{общ.}	Ап
Габбро, габбро-амфиболиты	P-995e	Салит	+59	1,715	1,690	48	39	
		Амфибол зел.	-75	1,682	1,663		47—51	
		Апатит		1,639			F	
		Плагиоклаз			1,543		58—30	
	P-995э	Амфибол зел.	-70	1,686	1,666		50—55	
		Биотит		1,657			59	
		Плагиоклаз		1,551	1,539			31—22
	P-995x	Амфибол зел.	-68	1,688	1,668		51—58	
		Актинолит		1,655			35	
		Биотит		1,652			53	
		Апатит		1,640			F	
		Плагиоклаз		1,561	1,544			50—33
Пегм. габбро	P-995л	Амфибол зел.	-70	1,687	1,668		51—58	
		Апатит		1,639			F	
		Плагиоклаз			1,544			54—31
Плагиоклаз-оливиновый пироксенит	P-995н	Оливин			1,694		31	
		Бронзит	-72	1,703	1,690		28	
		Авгит	+54	1,712	1,685	44	29	
		Амфибол св.-бур.	-82	1,675	1,658		39	
		Шпинель зел.		1,790				
		Апатит		1,644			F	
		Плагиоклаз		1,565	1,550			57—42
Пироксенит	P-995л	Салит	+60	1,710	1,685	50	24	
		Бронзит	-71				21	
		Амфибол св.-зел.	+87	1,665	1,645		26	
		Шпинель зел.		1,772				
		Апатит		1,642			F	
Оливиновый небестерит	P-995о	Оливин		1,721	1,682		24	
		Бронзит		1,693	1,681		23	
		Салит-авгит	+56	1,710	1,683	47	26	
		Амфибол св.-бур.	+87	1,675	1,657		35	
		Шпинель зел.		1,785				

чешуйками хлорита, мусковита, иногда игольчатой роговой обманкой, становится пятнистым с облачным погасанием. Основность его понижается до альбита (табл. 2, обр. С—1788/1), при этом количество Na₂O в породе удваивается (табл. 4). В конечном итоге мы получаем типично амфиболитовую ассоциацию минералов (табл. 2, обр. Р—983 б). Очень редко при гранитизации появляются рутил и кварц.

Химический состав апатитоносных пород, вес. %

№ пп	Перода, № обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сум- ма	Общ. %
1	Габбро-амфиболит P-982г	38,78	4,20	14,85	5,80	11,33	0,18	6,63	10,64	1,97	0,50	2,65	2,22	99,75	58
2	» P-983б	48,34	1,80	22,14	3,80	3,51	0,06	2,94	9,37	3,69	0,85	2,56	1,38	100,44	57
3	» P-983ч	39,46	3,30	11,80	9,01	10,74	0,15	9,59	10,07	1,38	0,29	1,58	2,50	99,87	52
4	Габбро С-1787/1	35,26	5,60	10,60	10,20	12,03	0,20	9,38	11,49	1,12	0,26	3,46	0,78	100,38	56
5	» С-1788/1	40,94	3,55	17,37	6,32	7,59	0,12	6,02	10,93	2,21	0,60	2,43	1,40	99,48	55
6	Габбро-норит С-1788/2	35,46	5,40	13,12	7,73	10,74	0,15	8,26	13,34	1,45	0,27	3,54	0,20	99,66	54
7	» С-1784/3	46,66	2,05	21,35	5,07	4,79	0,06	4,08	10,36	3,42	0,54	1,73	0,14	100,25	56
8	Амфиболовое габбро P-995х	44,82	1,72	14,98	5,94	9,06	0,15	7,75	9,37	2,16	1,28	0,98	1,48	99,69	51
9	Пироксеновое габбро P-995е	50,80	1,29	19,23	3,89	4,33	0,11	5,92	9,27	3,59	0,83	0,31	0,58	100,15	43
10	Актинолит-хлори- товая порода P-983е	37,80	7,00	9,28	16,53	12,57	0,13	6,22	4,97	0,32	0,14	2,17	2,96	100,09	71
11	Пироксенит P-983о	24,60	8,10	7,16	16,38	14,11	0,17	12,44	9,93	0,20	0,10	3,62	2,92	100,33	56
12	Горнблендит P-995к	42,90	1,85	10,74	7,42	11,27	0,17	10,40	11,49	1,12	0,36	0,21	1,88	99,81	49
13	Пироксенит P-995л	35,30	2,05	6,63	14,94	9,68	0,21	15,30	11,07	0,59	0,10	2,90	1,06	99,83	45
14	Вербстерит P-995ц	40,66	1,90	9,14	7,54	11,13	0,23	14,08	10,64	1,20	0,58	1,58	1,30	99,98	41
15*	Габбро ср. [14]	43,89	2,77	16,60	5,94	7,70	0,14	6,91	10,13	2,77	0,64	1,56	1,17	100,22	51
16	Пироксенит ср. [5]	36,25	4,18	8,59	12,56	11,75	0,18	11,69	9,62	0,69	0,26	2,10	2,02	99,89	52

* В подсчет среднего включены 5 анализов из работы С. А. Щеки (1969). [5] — здесь и далее — количество анализов для подсчета среднего.

Примечание. 1—7, 10—11 — Лучанский массив; 8—9, 12—14 — Утугейский массив; 15—16 — среднее по двум массивам. Аналитик Л. В. Недашковская (ДВГИ).

Значительно слабее в массиве проявлены свежие разности оливиновых габбро и оливиновых пироксенитов. Взаимоотношения их с рассмотренными габбро-норитами и габбро не ясны.

Оливиновые габбро — это среднезернистые довольно меланократовые породы габбровой структуры, с теми же, что и в габбро-норитах, минералами с добавлением гялосидерита ($f = 33\%$, табл. 2) в виде округлых трещиноватых зерен, замещающихся боулингом и пылеватым магнетитом. Главные породообразующие минералы в них аналогичны габбро-норитам по характеру и последовательности кристаллизации, но отличаются более магнизальным составом силикатов и другим набором рудных минералов. Встречаются две разновидности оливиновых габбро: 1) оливин преобладает над пироксеном, а рудные минералы (до 5% объема породы, размером до 0,3 мм) представлены минеральной ассоциацией, характерной для никеленосных троктолитов — халькопирит и пирротин с зернами и пластинками пентландита, отдельные зерна ильменита и редкие псевдоморфозы лимонита по пириту (обр. Р—983 л, табл. 2); пироксен преобладает над оливином, а рудные минералы (до 10% объема, размером до 1 мм) — это равные количества магнетита, содержащего цепочки шпинелевых зерен по плоскости (100), и ильменита, образующего отдельные зерна или сростки зерен.

Оливиновые габбро с сульфидами, несмотря на высокую железистость оливина (33%), не характерную для оливиновых габбро никеленосного массива горы Луча, являются, вероятно, дайковой фацией дунито-троктолитового массива (Щека, 1969).

Оливиновые пироксениты — это среднезернистые черные породы аллотриоморфнозернистой структуры. Порядок кристаллизации минералов и их состав аналогичны для оливиновых габбро (табл. 2). Отличает их малотитанистый характер бурого амфибола ($Ng = 1,681$) и максимальные среди апатитоносных базитов Центрального Становика содержания апатита (12%) и рудных минералов (23%), что придает породе сидеронитовую структуру (рис. 2). Относительно железистый оливин ($f = 31\%$) на 70% замещен бурым боулингом, салит переходит в бесцветный тремолит с выделением пылеватого магнетита, а бурый амфибол обрастает по краю зерен слабо-зеленоватым игольчатым актинолитом.

В делювии отмечены случаи полной актинолитизации (по клинопироксену) и хлоритизации (по оливину) оливиновых пироксенитов, образующих линзовидные (?) зоны (мощностью в первые десятки см) в габбро, сопровождающиеся наложенной пиритизацией в виде более крупных (до трех мм) кубических кристаллов пирита, на 80% замещенных лимонитом. Но и в этом случае просматриваются реликты сидеронитовой с апатитом структуры.

Утугейский массив расположен в междуречье рек Брянта



Рис. 2. Рудный пироксенит (обр. Р-983о). Николи ||, Увел. 17. Белое — апатит; черное — ильменит, шпинель; серое — пироксен, роговая обманка; светло-серое — оливин

и Утугей напротив ключа Угагли. Он залегает в толще биотит-роговообманковых, роговообманко-биотитовых гнейсов и амфиболитов, с прослоями биотит-графит-гранатовых и двуслюдяных гнейсов, линзами мраморов и кальцифиров, приуроченных к ее нижней части (рис. 3). Толща имеет северо-западное простирание, мощность ее до 3 км, по составу она соответствует гудынской свите, первичный состав которой в последнее время трактуется как карбонатно-терригенный, а возраст верхнеархейский (Смирнов, 1976).

Сложен массив в основном габбро и габбро-амфиболитами, в меньшей мере роговообманковыми пироксенитами, вебстеритами, горблендитами и актинолит-хлоритовыми породами. Габброиды образуют пластообразной и линзовидной формы тела с четкими параллельными гнейсовидности вмещающих толщ контактами, как это видно в береговых отложениях р. Брянта. Изгибаясь в плане, согласно с простиранием складчатых структур гнейсового комплекса, они участвуют в складчатости (Щитин, 1970 г.). Длина наиболее крупных тел 7—13, ширина 0,5—3,0 км. Структуры габброидов призматически-зернистые до нематогранобластовых, от средне- до крупнозернистых, реже

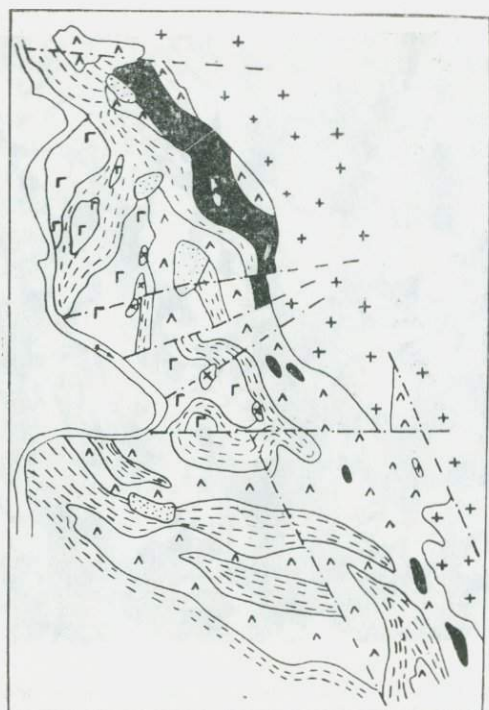


Рис. 3. Схема геологического строения района Утугейского массива. (Шитин, 1970 г.). 1 — биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты с прослоями двухслойных гнейсов, мраморов — Ag_2-Pt_1 ; 2 — габбро, габбро-амфиболиты местами апатитоносные — Pt_1 ; 3 — апатитоносные роговообманковые пироксениты, вебстериты, актинолит-хлоритовые породы — Pt_1 ; 4 — роговообманковые габбро, габбро-диориты — Pt_1 ; 5 — гранодиориты, кварцевые диориты массивные — Pt_1 ; 6 — кварцевые диориты, гранодиориты — K_1 ; 7 — пески с прослоями галечников сокгаханской свиты — $N-Q$; 8 — тектонические нарушения

пегматондных (до 1 см). Текстуры массивные, реже полосчатые в центральных частях крупных тел, по краям переходящие в гнейсовидные.

Основные породы массива сложены теми же минералами, что и породы Лучанского массива, отличаясь отсутствием ромбического пироксена, заменой титанистого амфибола на обычную буро-зеленую роговую обманку, меньшей распространенностью апатита, рудных минералов, пироксена и особенно вторичных минералов: эпидота, хлорита, мусковита, актинолита, альбита, которые развиваются по границам главных породообразующих минералов (табл. 1, 3). Пироксен ($f=39\%$), роговая обманка ($f=47-51\%$) и биотит ($f=53-59\%$), как и в основных породах Лучанского массива, представлены железистыми разновидностями. Плагиоклаз образует свежие изометричные, реже удлиненные таблички, незональные в габбро-пегматитах и зональные сдвойникованные в габбро. Рудные минералы представлены ксеноморфными зернами ильменита и магнетита (до 1,5 мм).

По маршрутам и в горных выработках наблюдается постепенный переход габбро-амфиболитов и габбро через меланократовые габбро в ультраосновные породы (Шитин, 1970 г.). Нами

на выс. 486 (рис. 3) практически в центре ультраосновного тела найден образец меланократового макроскопически крупнозернистого полосчатого габбро (табл. 3, обр. Р — 995х), в котором чередуются полоски мелкозернистого агрегата пироксен-амфиболового и плагиоклазового составов. Внутри пироксен-роговообманковых полос под микроскопом видны округлые, линзовидные участки (5×5 мм), сложенные мелкозернистым агрегатом роговой обманки, бесцветного актинолита (по клинопироксену?), апатита и рудного минерала с сидеронитовой структурой. Таким образом, эти участки полностью соответствуют роговообманковым пироксенитам. Тут же в делювии встречаются вебстериты с линзами плагиоклаза размером от 2×3 мм до 5×15 мм (Р — 995и, табл. 1), что создает переход к меланократовым габбро.

Наиболее крупное (длина 5, ширина 0,8 км) линзовидной формы тело ультраосновных пород закартировано на водоразделе рек Брянта и Утугей. Южнее установлен ряд мелких тел дайкообразной и штокообразной формы длиной до 500 м. Массивные в центре тела пироксенитов к контакту с основными породами превращаются в горнblendиты с линзами плагиоклаза размером 5×10 см, а в зонах рассланцевания — в актинолит-хлоритовые породы.

Ультраосновные тела на 60% сложены роговообманковыми пироксенитами и их актинолитизированными разновидностями, а также горнblendитами, оливин-роговообманковыми вебстеритами и плагиоклаз-оливиновыми пироксенитами. Количественно-минеральный состав ультраосновных пород приведен в табл. 1. По сравнению с ультраосновными породами Лучанского массива в них проявлен и ромбический пироксен, шире развита роговая обманка, встречаются шпинель-клинопироксеновые симплектиты.

Все разновидности пироксенитов — это разнозернистые от мелко- до среднезернистых породы аллотриоморфно-зернистой, слегка порфиroidной структуры за счет более крупных (1—3 мм) зерен моноклинного пироксена начальной стадии кристаллизации. Дальнейшая кристаллизация ведет к одновременному выделению агрегата изометричных зерен (0,3 мм) оливина, клинопироксена, зеленой шпинели и завершается образованием в промежутках между зернами пироксена апатита, ильменита и магнетита (сидеронитовая структура). В заключительную стадию формируются светло-бурые и светло-зеленые паргаситы или роговые обманки. Эти минералы, реакционно замещающая пироксен, и образуют мономинеральные горнblendиты с реликтами пироксенов. Распространенность горнblendитов мала. Чаще встречаются актинолитовые и актинолит-хлоритовые породы, развивающиеся по пироксенитам и вебстеритам. Порфиroidные структуры замещаемых пород заметны даже при полном отсутствии реликтовых минералов.

Актинолит представлен удлиненными и чешуйчатыми (от светло-зеленоватых до бесцветных) кристаллами, иногда содержащими небольшое количество мелких зерен магнетита.

Апатит и шпинель по составу, а рудные минералы ультраосновных пород и количественно полностью соответствуют оливиновым пироксенитам Лучанского массива (в оливиновых вебстеритах добавляются единичные зерна пирротина). С увеличением степени актинолитизации растет доля магнетита, а ильменит на 50% гематитизируется. Главные минералы пироксенитов и вебстеритов характеризуются относительно высокой, но меньшей (на 7—10%) железистостью, по сравнению с аналогичными минералами оливиновых пироксенитов Лучанского массива (табл. 2, 3).

Апатитоносные базиты, как видно из табл. 1, значительно обогащены рудными минералами и апатитом, количество которых в сумме достигает 36%. В этом случае мы имеем практически агроруды (табл. 4), подобные агрорудам Ошурковского и Кручининского месторождений в Читинской области (Арсеньев и др., 1971). Апатит во всех типах пород встречается в виде короткопризматических хорошо ограненных кристаллов размером от 0,05 до 1,2 мм. В породах Утугейского массива он более мелкий — до 0,7 мм. Средний размер апатитовых зерен составляет 0,25 мм для пород Лучанского и 0,20 мм для Утугейского массивов. Как было показано выше, апатит образует скопления зерен, которые вместе с ильменитом и магнетитом располагаются по границам кристаллов пироксена, амфибола и плагиоклаза, а реже он полностью включен в ильменит, что благоприятно для его извлечения.

Химизм апатитоносных базитов Центрального Становика и сопоставление с габброидами других формационных типов

Химический состав описываемых пород охарактеризован на основании 14 анализов основных и 5 анализов ультраосновных пород (табл. 4). Приведенные анализы примерно на одну треть представляют наиболее богатые рудным минералом и апатитом разновидности.

Основные породы по химическому составу близки к среднему океаническому толеиту, а по Са, Al и К — к среднему базальту (табл. 6), значительно превышая их по содержанию TiO_2 и P_2O_5 . Содержание титана как в габбро, так и в ультраосновных породах составляет более 2%, т. е. близко к среднему содержанию этого компонента в пироксенит-габбровых и снит-габбровых массивах Восточных Саян (Поляков и др., 1976), более чем вдвое превосходит в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации (Воробьева, 1962 г.; Зимин, 1973; Октябрьский, 1969) и резко отличается от пород никеленосного дунито-

Результаты пересчета химического состава апатитоносных пород по методу Ниггли

№ пп	№ обр.	Числа Ниггли													
		Al	fm'	C	Alk	Si	t	Q	K	mg	c/fm'	ti	O	H	P
1	P-982г	18,91	54,61	24,64	4,81	83,83	-10,54	-35,43	0,14	0,41	0,47	6,82	0,18	—	2,42
2	P-983б	34,85	27,32	26,82	11,00	129,12	-2,97	-14,88	0,13	0,43	0,98	3,61	0,28	—	2,89
3	P-983в	14,06	61,04	21,81	3,08	79,79	-10,83	-32,52	0,12	0,47	0,36	5,01	0,22	—	1,35
4	C-1787/1	11,72	62,82	23,10	2,34	60,53	-13,72	-48,85	0,13	0,43	0,37	8,60	0,25	—	2,74
5	C-1788/1	22,92	45,19	26,22	5,65	91,68	-8,95	-30,93	0,15	0,44	0,58	5,97	0,23	—	2,30
6	C-1788/2	15,20	53,57	28,11	3,10	69,74	-16,00	-42,67	0,11	0,45	0,52	7,98	0,21	—	2,94
7	C-1784/3	30,46	33,79	26,87	8,86	112,99	-5,27	-22,46	0,09	0,43	0,79	3,73	0,27	—	1,77
8	P-995х	19,40	52,14	22,06	6,39	98,49	-9,06	-27,09	0,28	0,48	0,42	2,84	0,19	—	0,91
9	P-995е	25,90	28,67	22,85	9,27	117,17	-6,22	-18,32	0,13	0,57	0,79	1,35	0,19	—	0,31
10	P-983е	12,56	74,28	12,23	0,91	86,84	-0,58	-16,82	0,22	0,28	0,16	12,09	0,38	—	2,11
11	P-983о	7,28	73,90	18,36	0,44	42,46	-11,52	-59,31	0,25	0,43	0,25	10,51	0,29	—	2,64
12	P-995ж	12,50	60,56	24,32	2,60	84,75	-14,41	-25,64	0,17	0,50	0,40	2,75	0,18	—	0,17
13	P-995л	6,65	72,07	20,19	1,08	60,10	-14,62	-44,22	0,10	0,54	0,28	2,62	0,26	—	2,09
14	P-995п	9,88	66,37	20,92	2,81	74,62	-13,85	-36,63	0,24	0,58	0,31	2,62	0,16	—	1,22
15*	габбро ср. [14]	19,42	47,90	24,77	6,07	93,95	-9,27	-30,35	0,14	0,46	0,56	5,06	0,22	—	1,95
16	пироксени- ты ср. [5]	9,77	69,44	19,20	1,57	69,75	-11,00	-36,52	0,20	0,47	0,28	6,12	0,25	—	1,43
17	троктолиты ср. [8]	24,50	40,23	26,35	5,62	103,23	-4,18	-19,24	0,04	0,69	0,69	0,86	0,09	3,87	0,04
18	пироксени- ты ср. [5]	11,98	79,80	12,34	1,58	59,67	-7,66	-30,52	0,09	0,77	0,16	0,76	0,09	5,61	0,21

Примечание. Порядковые номера соответствуют таковым в таблице 4. 17—18 — породы никеленосного дунитово-троктолитового массива горы Луча—IV, табл. 6.

Статистические параметры петрогенных элементов в породах некоторых формационных типов

Оксиды вес. %	I		II		III				IV				V	VI
	\bar{X}	$\Delta\alpha$	\bar{X}	$\Delta\alpha$	1		2		1		2		\bar{X}	\bar{X}
					\bar{X}	$\Delta\alpha$	\bar{X}	$\Delta\alpha$	\bar{X}	$\Delta\alpha$	\bar{X}	$\Delta\alpha$		
SiO ₂	46,58	4,23	39,29	29,78	43,89	24,85	36,25	50,66	46,99	1,46	44,56	24,21	48,9	49,3
TiO ₂	1,83	1,57	5,10	4,29	2,77	2,46	4,18	9,62	0,51	0,17	0,57	0,21	1,82	1,49
Al ₂ O ₃	18,19	3,94	13,19	6,64	16,60	11,50	8,59	2,82	21,46	12,69	6,23	14,35	15,7	17,0
Fe ₂ O ₃	3,50	2,71	3,94	7,06	5,94	5,10	12,56	21,90	2,43	1,69	5,58	2,93	2,56	1,79
FeO	7,39	2,75	10,35	5,35	7,70	8,33	11,75	2,78	4,60	1,90	7,81	1,87	8,15	6,82
MnO	0,16	0,087	0,17	0,002	0,14	0,002	0,18	0,001	0,10	0,001	0,21	0,004	0,15	0,13
MgO	6,69	3,05	7,25	5,74	6,91	3,63	11,69	12,72	8,46	3,60	24,79	34,65	8,70	7,19
CaO	9,95	1,99	11,11	11,17	10,13	1,38	9,62	7,09	11,22	4,21	6,60	14,41	10,80	11,70
Na ₂ O	3,17	0,89	2,37	1,16	2,77	1,01	0,69	0,21	2,44	0,68	0,85	0,39	2,32	2,73
K ₂ O	0,62	0,50	0,75	0,16	0,64	1,00	0,26	0,04	0,26	0,11	0,15	0,02	1,02	0,17
п. п. п.			6,03	17,32	1,17	0,45	2,02	0,79	1,60	0,70	2,58	3,78		
P ₂ O ₅	0,63	0,88	0,72	0,35	1,56	1,38	2,10	1,70	0,05	0,002	0,28	0,11		
f _{общ} %	47		51,6		51		52		30		21		40	39,5

Примечание. I — габброиды сиенит-габбрового Кизирского массива [46] (Г. В. Поляков и др., 1974); II — габброиды габбро-пироксенитовой формации — Лысанский комплекс, Восточные Саяны [62] (Глазунов, 1975); III — апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика: 1 — основные породы [14], 2 — ультраосновные породы [5]; IV — расслоенный никеленосный массив горы Луча: 1 — габбро, троктолиты [8], 2 — перидотиты, плагноклазовые дуниты [5] (Щека, 1969); V — средний базальт (Engel A. J. e. a., 1965); VI — средний океанический толеит (Turekian K. K. e. a., 1961) \bar{X} — среднее, $\Delta\alpha$ — дисперсия.

троктолитового массива горы Луча (табл. 5, 6), в которых среднее содержание TiO_2 составляет всего 0,57% (Щека, 1969).

Железистость апатитоносных габброидов аналогична габброидам пироксенит-габбровых и сиенит-габбровых комплексов Восточных Саян (табл. 6), достаточно высока ($mg < 0,58$, табл. 5) и не опускается ниже 40% (табл. 4), а в никеленосных породах горы Луча она меньше (табл. 5).

Ультраосновные породы по химическому составу очень близки рудным пироксенитам Лысанского массива габбро-пироксенитовой формации Восточных Саян (Глазунов, 1975). Концентрация фосфора также высока. Средние содержания P_2O_5 в апатитоносных базитах в 2 раза превышают таковые в титаноносных и пироксенит-габбровых и сиенит-габбровых массивах Восточных Саян и на целый порядок выше средних его содержаний в породах габбро-пироксенит-дунитовой формации и в никеленосных породах горы Луча. Последние отличаются от апатитоносных базитов Становика также меньшими содержаниями K_2O ($K < 0,1$, табл. 5) как в основных, так и в ультраосновных породах и значительной глиноземистостью троктолитов и оливиновых габбро ($t > 6$, табл. 5), что вообще характерно для расслоенных дунито-троктолитовых интрузий южного складчатого обрамления Сибирской платформы (Щека, 1969).

18882 Апатитоносные основные породы обладают несколько повышенной щелочностью и меньшим содержанием SiO_2 по сравнению с оливиновыми габбро по Р. Дэли, а по сумме щелочей (3,41%) и отношению $K/Na = 0,23$ сопоставляются с основными породами пироксенит-габбровой формации Восточных Саян (табл. 6).

Анализ корреляционных связей петрогенных элементов показал, что как в апатитоносных базитах Центрального Становика, так и в аналогичных породах пироксенит-габбровой формации Восточных Саян (Глазунов, 1975, табл. 82) реально выдерживается положительная связь $Ti - Ca$, $Ti - P_2O_5$ (скорее всего апатит-ильменитовый характер оруденения), отсутствующая как в породах сиенит-габбровой формации (здесь появляется положительная связь $Ti - Fe^{+3}$, отражающая апатит-титаномагнетитовый характер оруденения), так и в никеленосных троктолитах горы Луча (табл. 7, 8, 9). Кроме того, габброиды сиенит-габбровой формации характеризуются значительной дисперсией Mg , Al , Fe (табл. 6), что отличает ее от всех других формационных типов.

Содержания элементов-примесей в апатитоносных базитах и их корреляция приведены в таблицах 10, 11, 12, анализ которых показывает, что апатитоносные габброиды близки к аналогичным породам сиенит-габбровых и пироксенит-габбровых массивов Восточных Саян, резко отличаясь от них в 2 раза большим содержанием ванадия (аналогично пироксенит-габбровым массивам) и отсутствием корреляционной связи $Co - Ni$,



Таблица 7

Коэффициенты парной корреляции петрогенных элементов в апатитоносных основных породах ($n=14$; $K_{кр} > 0,53$)

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+
	п. п. п.											
SiO ₂	1	-0,94	0,82	-0,83	-0,91	-0,47	-0,47	-0,84	0,90	0,63	-0,80	-0,16
TiO ₂		1	-0,75	0,85	0,83	0,47	0,35	0,84	-0,81	-0,70	-0,84	-0,01
Al ₂ O ₃			1	-0,85	-0,93	-0,77	-0,78	-0,50	0,82	0,44	-0,40	-0,28
Fe ₂ O ₃				1	0,81	0,53	0,46	0,60	-0,77	-0,65	0,61	0,11
FeO					1	0,69	0,67	0,61	-0,90	-0,45	0,57	0,32
MnO						1	0,58	0,13	-0,34	-0,19	0,07	0,28
MgO							1	0,24	-0,61	-0,15	-0,78	0,16
CaO								1	-0,71	-0,66	0,81	-0,28
Na ₂ O									1	0,45	-0,68	-0,25
K ₂ O										1	-0,52	0,01
P ₂ O ₅											1	-0,07

Таблица 8

Коэффициенты парной корреляции петрогенных элементов в апатитоносных ультраосновных породах ($n=5$; $K_{кр} > 0,88$)

Оксиды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+
	п. п. п.											
SiO ₂	1	-0,73	0,76	-0,73	-0,64	0,15	-0,18	0,06	0,79	0,65	-0,89	-0,48
TiO ₂		1	-0,28	0,77	0,89	-0,69	-0,51	-0,66	-0,87	-0,61	0,62	0,93
Al ₂ O ₃			1	-0,67	-0,01	-0,28	-0,56	-0,11	0,60	0,60	-0,92	0,09
Fe ₂ O ₃				1	0,41	-0,50	-0,23	-0,57	-0,98	-0,91	0,83	0,55
FeO					1	-0,58	-0,46	-0,43	-0,58	-0,28	0,37	0,91
MnO						1	0,91	0,74	0,59	0,54	-0,01	-0,86
MgO							1	0,81	0,30	0,20	0,26	-0,75
CaO								1	0,57	0,35	-0,20	-0,69
Na ₂ O									1	0,89	-0,81	-0,69
K ₂ O										1	-0,67	-0,46
P ₂ O ₅											1	0,28

Коэффициенты парной корреляции петрогенных элементов в основных никеленосных породах массива горы Луча (габбро, троктолиты, $n=8$, $K_{кр} > 0,71$)

Окислы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O+
	п. п. п.											
SiO ₂	1	0,58	-0,70	0,62	0,45	0,70	0,31	-0,45	0,52	0,25	-0,01	-0,49
TiO ₂		1	-0,61	0,67	0,75	0,53	-0,37	-0,74	0,92	0,83	0,57	0,06
Al ₂ O ₃			1	-0,87	-0,89	-0,98	-0,42	0,76	-0,74	-0,45	-0,46	0,09
Fe ₂ O ₃				1	0,78	0,85	0,22	-0,84	0,85	0,60	0,34	-0,18
FeO					1	0,84	0,13	-0,88	0,87	0,73	0,80	0,19
MnO						1	0,50	-0,71	0,69	0,39	0,41	-0,18
MgO							1	-0,11	-0,14	-0,30	-0,10	-0,49
CaO								1	-0,92	-0,87	-0,70	-0,05
Na ₂ O									1	0,90	0,66	0,02
K ₂ O										1	0,78	0,13
P ₂ O ₅											1	0,38

Содержания элементов-примесей в апатитоносных габброидах (1—10)
и в породах других формационных типов ($\text{п} \cdot 10^{-4}\%$)

Таблица 10

№ пп	Порода	Элемент											Отношения		
		B	Pb	Ga	Cr	Ni	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Co	$\frac{V}{Ni}$	$\frac{Zn}{Cu}$	$\frac{Ni}{Co}$
1	Габбро-амфиболиты [8]	3	2	20	70	22	2	257	27	0,04	120	31	11,7	4,4	0,70
2	Габбро, габбро-нориты [6]	3	1	22	40	34	2	218	24	0,04	90	17	6,2	3,7	2,00
3	Основные породы, среднее [14]	3	1,5	21	57	27	2	238	26	0,04	107	25	8,8	4,1	1,07
4	Оливиновые пироксениты [2]	32	1	11	200	7	4	165	67	0,08	165	38	23,6	2,5	0,18
5	Габбро-амфиболиты [4]	5	6	26	88	92	3	270	33	0,04	114	19	2,9	3,4	4,83
6	Роговообманковые габбро [3]	9	17	44	139	66	2	350	64	0,12	101	22	5,3	1,6	3,00
7	Основные породы, среднее [7]	8	11	34	110	81	2,6	304	46	0,07	108	20	3,7	2,3	4,03
8	Горнблеендит [2]	9	18	50	88	119	3,5	260	77	0,28	117	52	2,2	1,5	2,28
9	Пироксениты [5]	6	15	50	104	147	3,2	274	70	0,04	127	77	1,9	1,8	1,90
10	Ультраосновные породы [7]	7	16	50	99	139	3,3	270	72	0,09	124	70	1,9	1,7	2,00
11	Никеленосные троктолиты [9]	—	1,4	22	264	181	1,9	70	112	0,04	73	92	0,4	0,6	1,97
12	Ультраосновные породы [19]	21	1,3	8	429	470	3,3	101	125	0,08	128	119	0,2	1,0	3,96
13	Основные породы Кизирского массива			40	140	40		100	40		260	40	2,5	6,5	1,00
14	Габбро-пироксенитовая формация				150	120		320				42	2,6		2,85

Примечание. 1—4 — Лучалский массив; 5—10 — Утугейский массив. Аналитики Т. В. Ланкова, Т. В. Сверкунова, Г. А. Тарарина, В. А. Сахно (ДВГИ). 11—12 — никеленосный дунито-троктолитовый массив горы Луча; 13 — сениит-габбровая формация; 14 — габбро-пироксенитовая формация Восточных Саян (Глазунов, 1975; Поляков и др., 1974).

Коэффициенты парной корреляции элементов-примесей в основных породах пироксенит-габбро-норитовых интрузивов ($n=21$, $K_{кр} \geq 0,50$)

	B	Pb	Ga	Cr	Ni	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Co
B	1	0,23	0,42	0,30	0,31	0,59	0,29	0,35	0,23	0,24	-0,49
Pb		1	0,78	0,19	0,22	-0,20	0,16	0,88	0,14	-0,22	-0,08
Ga			1	0,02	0,16	-0,02	-0,11	0,27	-0,06	-0,58	-0,96
Cr				1	0,50	0,25	0,48	0,14	0,15	0,36	0,04
Ni					1	0,19	0,55	0,18	0,44	0,16	0,06
Sn						1	0,39	-0,07	0,30	0,28	-0,34
V							1	0,16	0,77	0,45	0,11
Cu								1	0,10	-0,12	0,14
Ag									1	0,34	-0,09
Zn										1	0,04
Co											1
\bar{X}	4,2	4,8	25,9	75	52	2,4	260	32	0,05	108	23
$\Delta\alpha$	9,0	63,7	255	6748	3111	1,3	9840	795	0,003	3015	193
S	3,0	8,0	16,0	82	56	1,1	99	28	0,05	55	14

Примечание. \bar{X} — среднее $\cdot 10^{-4}\%$; $\Delta\alpha$ — дисперсия; S — среднее квадратичное отклонение.

Коэффициенты парной корреляции элементов-примесей
в ультраосновных породах пироксенит-габбро-норитовых интрузивов
($n=9$, $K_{кр} > 0,70$)

	B	Pb	Ga	Cr	Ni	Sn	V	Cu	Ag	Zn	Co
B	1	-0,06	-0,42	0,51	-0,50	-0,65	-0,46	0,20	0,15	0,53	-0,23
Pb		1	0,42	-0,41	0,46	-0,19	0,42	0,26	-0,05	0,15	0,42
Ga			1	-0,43	0,97	0,98	0,83	0,73	0,40	0,15	0,88
Cr				1	-0,42	0,29	-0,46	0,11	-0,07	0,21	-0,10
Ni					1	-0,08	0,87	0,67	0,33	0,14	0,89
Sn						1	-0,30	0,56	0,32	0,15	0,11
V							1	0,46	0,38	0,38	0,74
Cu								1	0,58	0,45	0,82
Ag									1	0,32	0,22
Zn										1	0,38
Co											1
\bar{X}	11	12	42	122	109	3,3	247	71	0,1	133	61
$\Delta\alpha$	110	298	597	3448	6088	0,7	4390	987	0,03	2524	1381
S	105	17	24	59	78	0,9	66	31	0,16	50	37

Примечание. \bar{X} — среднее $n \cdot 10^{-4}\%$; $\Delta\alpha$ — дисперсия; S — среднее квадратичное отклонение.

являющейся сильно положительной во всех других формационных типах, что, вероятно, связано с малой распространенностью сульфидов, особенно в Утугейском массиве, и пиритовым их характером (табл. 10, 11).

Оливиновые габбро и троктолиты горы Луча отличаются от апатитоносных базитов в 2—3 раза большим содержанием $\frac{V}{Ni}$ и $\frac{Zn}{Cu}$ в апатитоносных базитах оказываются на порядок выше (табл. 10).

Анализируя геологическое положение, внутреннее строение массивов, состав пород и минералов, а также учитывая сравнительные данные по химизму апатитоносных пироксенит-габбро-норитовых интрузивов Становика, мы приходим к выводу, что Утугейский массив лучше всего сопоставляется с зонально-полосчатым складчатым Лысанским массивом габбро-пироксенитовой формации, отличаясь меньшим развитием ильменита (Глазунов, 1975), а Лучанский хуже — с нижней слоистой серией стратиформного массива Осередок пироксенит-габбровой формации, отличаясь от него широким развитием в основных породах ромбического пироксена (Поляков и др., 1974). В то же время часть исследователей (Поляков и др., 1974) склонны рассматривать габбро-пироксенитовые массивы «как особый собственно базитовый вариант сиенит-габбровых ассоциаций, в которых отсутствуют сиениты».

Таким образом, новые исследования в центральной части Станового хребта, а также более ранние данные (Зимин, Щека, 1962; Щека, 1969) говорят лишь об апатитоносных (Ag_2 — Pt_1) и никеленосных (Pt_2) базитах, знаменующих обычно зрелые и поздние этапы развития регионов, и полном отсутствии древних офиолитов. Эта область в бассейнах рек Брянта, Утугей, Ток, как свидетельствуют спектры формаций ультраосновных, основных и метаморфических пород, по природе своей представляет, видимо, многогеосинклинальное образование.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсеньев А. А., Вировлянский Г. М., Смирнов Ф. Л. Генетические типы промышленных месторождений апатита. М., «Недра», 1971, 238 с.
- Глазунов О. М. Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1975, 231 с.
- Зимин С. С., Щека С. А. О никеленосности базитовых формаций Станового хребта. — Труды ЯФ СО АН СССР. Якутск, 1962, сб. 14, с. 245—251.
- Зимин С. С. Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., «Наука», 1973, 251 с.
- Октябрьский Р. А. О формационной принадлежности габброидных интрузий Южного Приморья по данным петрохимии. — Вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1969, с. 138—140.

- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Орлов Д. М., Федосеев Т. С., Балькин П. А. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, «Наука», 1974, 130 с.
- Поляков Г. В., Кривенко А. П., Богнибов В. И. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. — Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 61—73.
- Путинцев В. К., Соколов Р. И., Быковская Е. В. и др. Основные черты магматизма южной части Дальнего Востока СССР. — Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 16—28.
- Рассказов Ю. П. Стратиграфия нижнего протерозоя хребтов Станового и Тукурингры. — АКД. Хабаровск, 1968, 21 с.
- Смирнов А. М. Докембрий северо-запада Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1976, 224 с.
- Щека С. А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., «Наука», 1969, 134 с.
- Engel A. I., Engel C. G. and Havens R. G. Chemical characteristics of oceanic basalts and upper mantle. — «Geol. Soc. of Amer.» Bull., v. 76, N 7, 1965, p. 719—734.
- Turekian K. K., Wedepohl K. H. Distribution of the element in some major units of the earth's crust. — «Geol. Soc. of Amer.» Bull., v. 72, N 2, 1961, p. 175—192.

ХИМИЗМ АНОРТОЗИТОВ ДЖУГДЖУРА

А. М. Ленников, А. Н. Соляник

Известные в настоящее время результаты химических анализов пород Джугджурского анортозитового массива (Лебедев, Павлов, 1957; Мошкин и др., 1967 г.; Ленников, 1968) хотя и дают представление о главных закономерностях и особенностях химизма джугджурских анортозитов, но крайне ограничены количественно и не охватывают все части этого гигантского массива, занимающего площадь более 5 тыс. км². Кроме того, совершенно не охарактеризованы особенности распределения и содержания элементов-примесей в породах плутона. Назначение этой статьи в какой-то мере восполнить этот пробел.

В ней впервые приводятся данные о распределении в породах массива второстепенных элементов, что в совокупности с особенностями главных может дать особо важную генетическую информацию. Дело в том, что большинство гипотез, посвященных вопросу происхождения автономных анортозитов, сформулировано на примере массивов, в значительной степени измененных вторичными процессами, диафторированных, т. е. представленных породами, уже далекими по химизму от первичных, возникших в момент формирования этих массивов. Таковы все-сторонне изученные Адирондакский и Моринский плутоны (Buddington, 1939; 1969; Papezik, 1965; Philpotts, 1966), сложенные метаанортозитами, метаноритами, метараббро, метапироксенидами. Интенсивные тектонические процессы, захватившие анортозиты и вмещающие их метаморфические образования, в значительной мере исказили и затушевали первичную картину взаимоотношений анортозитов с ними и порою сделали вообще невозможной правильную интерпретацию действительного характера зависимости анортозитов и пространственно ассоциирующих с ними ненасыщенных габброидов, чарнокитоидов, гранитоидов типа ралакиви. Отсюда такое многообразие гипотез (часто взаимоисключающих друг друга), допускающих генетическую общность анортозитов с ассоциирующими гранитоидами и отрицающих эту связь.

Джугджурский анортозитовый массив выгодно отличается от названных выше его метаморфизованных аналогов тем, что он, хотя и захвачен местами вторичными процессами (Коренбаум,

Ленников, 1965; Ленников, 1968), в значительной части своей сохранился неизменным. На примере этого массива можно попытаться решить самые важные аспекты анортозитовой проблемы. Каким был состав первичных расплавов и их происхождение? В чем состоит генетическая сущность ассоциации анортозитов с чарнокитами и рапакивиподобными гранитоидами? Каковы взаимоотношения анортозитов с вмещающими метаморфическими породами? Какова связь апатит-железо-титанового оруденения с анортозитами?

Джугджурский анортозитовый массив, таким образом, можно считать своеобразным эталоном при решении анортозитовой проблемы в целом. Интерес к этому плутону вызывается также рядом его особенностей.

1. Метаморфические породы, вмещающие Джугджурский анортозитовый массив, — наиболее высокотемпературные (1000—1100°) и глубинные (10—11,5 кбар) образования из известных на земной поверхности — сутамская и чогарская фашии глубинности (Карсаков, 1973; Кастрькина, 1974; Карсаков и др., 1975). Они являются древнейшими образованиями на Земле (~4,5 млрд. лет; *Геохронология докембрия...*, 1968), по составу близки к толентовым базальтам океанического типа (Карсаков, 1973) и могут быть сопоставимы с лунными базальтами, характеризуя, таким образом, лунную стадию развития Земли (Глуховский, Павловский, 1973).

2. Поскольку возраст метаморфитов, вмещающих анортозиты и присутствующих среди них в виде ксенолитов, раннеархейский, а анортозиты местами подверглись раннеархейской чарнокитизации, к раннеархейскому времени можно отнести и образование анортозитов. С этим, правда, не согласуются радиоизотопные датировки, полученные К—Аг и Рb методами (Тугаринов и др., 1965; Ленников, 1974), но они вероятнее всего занижены. Об этом говорит широкое развитие в анортозитах наложенной калишпатизации под влиянием как среднепротерозойских вулканических гранитоидов, так и более молодых кислых интрузивов мезозоя. А так как новообразованный калишпат обычно сопровождается в разной степени проявленной апатитизацией, то Рb метод оказался здесь бессильным, дав цифру 2,25 млрд. лет для апатита из анортозита, искаженную наложенным метаморфизмом. Неудивительно поэтому, что для джугджурских анортозитов и рвущих их вулканических рапакивиподобных гранитоидов получены этим методом близкие значения (Тугаринов и др., 1965).

3. Формирование анортозитов происходило в начальный период раннеархейской складчатости. В схеме эволюции метаморфизма в архее Алданского щита, намеченной А. А. Маракушевым (1965), становление анортозитовых плутонов можно отнести к началу периода восходящих движений. На первом же этапе, связанном с эпохой погружения, ранее сформировавшиеся

вулканогенно-осадочные толщи, интродуцированные базитами и гилербазитами, подверглись гранулитовому метаморфизму с образованием в зонах натрового метасоматоза и базификации эклогитов и эклогитоподобных пород. Этап восходящих движений был тесно связан с широким развитием гранитизации, которой подверглись и анортозиты. Результатом ее было появление раннеархейских мезопертитовых чарнокитов, мангеритов и аляскитовых гранитов. Благодаря этой же гранитизации эклогитовые породы, ранее широко распространенные в глубинном архейском комплексе Алданского щита, были существенно вытеснены пироксен-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами (Маракушев, 1965).

4. Детальное изучение минералогии пород, слагающих Джугджурский анортозитовый массив, использование соответствующих геотермометров и результатов недавних экспериментальных работ (Грин, 1968; Yoder, 1969; Хитаров и др., 1971, 1972) свидетельствует о том, что джугджурские анортозиты сформировались из габбро-анортозитовых расплавов (производных верхней мантии) при температурах 1250—1300° и давлении не менее 9 кбар (Ленников, 1976, 1977). В этих условиях возможны габбро-анортозитовые расплавы с нормативным $P1 < N_2$ 65. Газовый анализ высокотемпературных включений в плагноклазах из пород анортозитового комплекса свидетельствует о присутствии в родоначальных расплавах сильно восстановленной флюидной фазы (H_2 , CO, CH_4).

5. Метаморфические образования верхнеархейского станового комплекса анортозитов не содержат, но образовались (Ленников, 1973; Козырева, 1975) также на больших глубинах (Р до 8 кбар) и при повышенных температурах (до 700°). Это позволяет наметить верхний возрастной предел образования джугджурских анортозитов и верхний предел по глубинности.

6. Гораздо позже, уже в среднепротерозойское время, возникли гранитоиды повышенной щелочности, объединенные в улканский комплекс, пространственно ассоциирующие с джугджурскими анортозитами, но генетически с ними не связанные. По данным определений изотопного возраста, они сформировались в интервале 1,55—2,00 млрд. лет (Тугаринов и др., 1965; Залищак и др., 1966), и представлены сиенитами, граносиенитами, граносиенит-порфирами, гранофировыми аляскистыми гранитами, биотитовыми гранитами, гранодиоритами, кварцевыми порфирами и щелочными гранитами. Эвлит-ферроавгитовые (иногда с фаялитом) сиениты и граносиениты развиты преимущественно на контакте с анортозитами и в удалении от него сменяются феррогастингситовыми рапаквидоподобными гранитоидами, пироксены и фаялит в которых сохраняются лишь в виде реликтов в зернах амфибола. Анортозиты в приконтактовой зоне калишпатизируются и окварцовываются. Щелочноземельные разности улканских гранитоидов характеризуются

значительным преобладанием FeO над MgO и K₂O над Na₂O, что сближает их с гранитоидами типа рапакиви (Недашковский, Ленников, 1973).

Таким образом, данные по джугджурским анортозитам однозначно свидетельствуют в пользу их магматического генезиса из габбро-анортозитовых расплавов в условиях больших глубин (~30 км) и высоких температур (~1200—1300°).

Отчетливое минералогическое и химическое различие пространственно разобщенных частей Джугджурского анортозитового массива (лантарской и геранской), как показали петрологические исследования, позволяет говорить о геранском (нормальные по глиноземистости) и лантарском (пересыщенные глиноземом) типах анортозитов. Новые химические анализы (табл. 1, 3) подтверждают это. Согласуется с установленными петрохимическими различиями и металлогеническая специализация этих частей массива. Лантарским, более глубинным габброидам свойственна сульфидная (пирротин, пентландит и др.), а геранским — ильменит-титаномагнетитовая минерализация.

По особенностям распределения аксессуарных элементов в породах массива (табл. 2, 4) лантарские габброиды также отличаются от геранских. В последних больше цинка, ванадия, меди, кобальта и серебра, но меньше хрома и никеля. Содержание галлия варьирует в пределах массива от 5 до $50 \cdot 10^{-4}$ вес. %, оставаясь достаточно высоким ($7-44 \cdot 10^{-4}$ вес. %) и в наиболее меланократовых ильменит-титаномагнетитсодержащих габброидах и пироксенитах. Это свидетельствует о том, что галлий концентрируется не только в алюминийсодержащих минералах, но входит, вероятно, в титаномагнетит, замещая окисное железо. Сходным образом распределен в габброидах анортозитового комплекса и цирконий ($9-37 \cdot 10^{-4}$ вес. %), но повышенные концентрации его приурочены к наиболее меланократовым разностям пород, что особенно хорошо видно на примере геранской части массива. Связано это, по-видимому, с преимущественным входжением циркония в состав пироксенов и титаномагнетита.

С габброидами лантарской части Джугджурского анортозитового массива по особенностям распределения элементов-примесей сопоставимы породы массивов р. Аюндю и Баладекского, а с геранскими габброидами — анортозитовые выходы рек Лавля и Джана (табл. 5, 6, 7). Диафорез, которому подверглись породы этих массивов, по-видимому, не изменил существенно содержание элементов-примесей, так как и по распределению главных петрогенных элементов анортозиты Джаны и Лавли сходны с геранскими (Ленников, 1968).

На векторной диаграмме химических составов пород (рис. 1), построенной по методу А. Н. Заварицкого, фигуративные точки новых химических анализов габброидов лантарской части Джугджурского анортозитового массива (табл. 1, 8) тяготеют

Таблица I

Химический состав пород лантарской части Джугджурского анортозитового массива, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	50,96	50,70	51,60	50,16	50,66	53,16	52,26	50,50	51,68	51,52	51,78	50,53
TiO ₂	0,29	0,26	0,24	0,38	0,27	0,17	0,34	0,30	0,25	0,21	0,29	0,25
Al ₂ O ₃	29,95	26,97	26,50	25,71	26,51	27,03	27,03	27,97	25,44	25,44	24,31	25,31
Fe ₂ O ₃	0,16	1,58	1,02	1,23	1,73	1,15	1,18	0,50	0,45	0,35	1,65	1,76
FeO	1,33	2,04	1,86	1,50	1,77	0,44	1,15	1,86	2,92	3,01	2,21	2,57
MnO	0,01	0,04	0,04	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,03	0,05	0,06	0,07
MgO	0,41	2,84	2,47	4,22	3,10	0,82	0,62	1,94	3,72	4,03	3,74	4,64
CaO	11,23	11,70	10,80	11,09	10,51	10,66	10,37	10,80	10,22	10,66	9,72	10,62
Na ₂ O	4,12	3,04	3,45	3,25	3,35	4,49	4,38	3,73	3,56	3,46	3,98	2,88
K ₂ O	0,49	0,27	0,27	0,32	0,32	0,47	0,41	0,38	0,27	0,32	0,27	0,14
P ₂ O ₅	0,06	0,08	0,06	0,06	0,19	0,06	0,11	0,06	0,16	0,14	0,08	0,03
H ₂ O-	Следы	0,10	0,35	Следы	0,42	Следы	0,05	Следы	0,05	0,10	0,25	0,15
п. п. п.	0,55	0,22	1,15	0,77	1,23	1,25	2,23	1,68	0,77	1,09	1,46	0,73
Сумма	99,56	99,74	99,46	99,74	99,67	99,62	100,10	99,75	99,52	100,28	99,55	99,53

Окислы	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	51,04	51,76	51,16	49,72	49,80	51,50	50,80	49,14	51,84	49,56	52,36	51,56
TiO ₂	0,18	0,13	0,28	0,21	0,30	0,23	0,26	0,34	0,13	0,33	0,23	0,21
Al ₂ O ₃	29,16	24,14	18,71	25,71	23,86	26,77	24,39	20,94	24,00	24,38	29,15	29,68
Fe ₂ O ₃	1,03	1,71	1,83	1,72	0,18	0,44	1,28	3,38	0,68	1,12	0,16	0,13
FeO	Следы	2,72	6,05	1,77	3,90	2,38	3,28	4,16	4,45	3,98	1,33	0,62
MnO	Следы	0,07	0,13	0,03	0,05	0,04	0,06	0,09	0,07	0,07	0,01	0,01
MgO	0,52	5,42	10,11	4,23	5,06	2,67	5,05	7,93	5,83	5,77	0,31	0,41
CaO	11,38	9,50	8,67	11,09	10,66	10,66	9,94	8,06	9,06	9,50	11,23	11,38
Na ₂ O	4,56	3,48	2,45	3,24	3,24	3,59	2,97	2,55	3,48	2,89	3,82	4,17
K ₂ O	0,39	0,13	0,22	0,21	0,21	0,27	0,27	0,14	0,13	0,14	0,36	0,40
P ₂ O ₅	0,09	0,02	Не опр.	0,07	0,13	0,06	0,13	0,10	Не опр.	0,09	0,04	0,06
H ₂ O-	0,38	0,32	0,12	0,36	0,55	0,05	Следы	0,30	0,28	Следы	0,05	0,38
п. п. п.	1,12	0,20	0,24	1,42	2,15	1,06	1,06	2,66	0,08	1,69	0,60	0,77
Сумма	99,47	99,60	99,97	99,48	99,56	99,67	99,49	99,48	100,03	99,52	99,65	99,39

Окислы	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
SiO ₂	53,46	52,44	52,80	52,52	50,56	51,16	51,90	51,10	50,30	49,60	52,66	52,12	52,82
TiO ₂	0,05	0,10	0,15	0,16	0,30	0,30	0,24	0,24	0,30	0,36	0,08	0,12	0,04
Al ₂ O ₃	28,65	25,59	23,56	24,39	21,20	24,65	27,56	26,50	22,15	18,55	25,59	23,05	28,54
Fe ₂ O ₃	0,16	1,60	1,37	1,48	1,77	1,17	1,38	1,68	0,48	1,92	0,66	—	0,35
FeO	0,50	1,72	3,65	2,02	5,05	2,83	0,97	0,89	4,87	6,02	2,72	4,85	1,01
MnO	0,01	0,04	0,02	0,05	0,08	0,04	0,01	0,02	0,06	0,10	0,08	0,11	0,01
MgO	0,30	3,18	5,50	2,95	7,95	4,95	2,06	2,79	6,32	10,22	2,24	6,12	0,63
CaO	11,03	9,73	8,82	11,91	8,35	9,94	10,80	10,66	9,18	7,20	10,18	9,43	10,72

ОКСИДЫ	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
Na ₂ O	4,49	3,95	3,60	3,47	2,77	3,45	3,82	3,78	2,81	3,29	4,00	3,38	4,48
K ₂ O	0,37	0,33	0,34	0,28	0,14	0,32	0,32	0,39	0,14	0,32	0,40	0,35	0,58
P ₂ O ₅	0,02	0,02	He опр.	He опр.	0,10	0,18	0,06	0,16	0,17	0,10	0,05	0,06	0,04
H ₂ O-	0,12	0,16	0,07	0,08	0,26	0,42	0,40	0,42	0,10	0,58	0,74	0,49	—
п. п. п.	0,36	0,64	0,13	0,20	1,36	0,58	0,56	1,30	2,59	2,22	0,32	—	0,68
Сумма	99,60	99,50	99,81	99,51	99,63	99,60	99,68	99,53	99,47	100,13	99,72	100,08	99,58

Примечание. Водораздел рек Правая Мукдаканджа—Чулкачан: 1—анортзит обр. М-110/439; 2—5—нориты лейкократовые, соответственно обр. М-110/440 (шлир в анортзите, обр. М-110/439), обр. М-110/441 (шлир в анортзите, обр. М-110/439), обр. М-112/447 (шлир в мономинеральном анортзите), обр. М-113/448 (шлир в мономинеральном анортзите); 6—7—анортзиты крупнозернистые, обр. М-114/451 и обр. М-114/450. Р. Чулкачан: 8—анортзит крупнозернистый, обр. М-71/312; 9—11—нориты лейкократовые мелкошлировые (пироксеновые анортзиты), обр. М-71/318 (из полосовидного мелкошлирового горизонта в анортзите, обр. М-71/312), обр. М-69/307 (горизонт в анортзите) и обр. М-68/305 (полосовидный горизонт в анортзите). Верховья р. Мамай: 12—норит среднезернистый из эллипсоидального шлира в крупнозернистом анортзите, обр. М-82/351; 13—анортзит крупнозернистый, обр. М-87/359; 14—норит лейкократовый мелкошлировый (пироксеновый анортзит), обр. М-91/369 (полосовидный горизонт в анортзитах); 15—габбро-норит меланократовый, обр. М-91/367 (шлир в крупнозернистом анортзите); 16—норит лейкократовый, обр. М-92/371 (шлир в мономинеральном крупнозернистом анортзите); 17—норит среднезернистый, обр. М-80/342 (шлир в анортзите); 18—норит лейкократовый крупнозернистый с полосчатым расположением выделений пироксена, обр. М-79/340; 19—норит крупнозернистый, обр. М-75/326; 20—норит меланократовый мелкошлировый (пироксеновый анортзит), обр. М-75/330; 21—22—нориты среднезернистые, обр. М-74/325 (полосовидный шлир в крупнозернистом анортзите) и обр. М-73/324 (шлир в крупнозернистом анортзите). Водораздел рек Мамай—Чулкачан: 23—25—анортзиты крупнозернистые, обр. М-133/494, обр. М-135/501 и обр. М-136/506; 26—28—нориты лейкократовые мелкошлировые (пироксеновые анортзиты), обр. М-136/504, обр. М-136/505 (горизонт среди мономинеральных анортзитов) и обр. М-137/508; 29—30—нориты, обр. М-137/507 (шлир в анортзите) и обр. М-138/511; 31—анортзит крупнозернистый, обр. М-139/515; 32—33—нориты лейкократовые мелкошлировые (пироксеновые анортзиты), обр. М-139/514 и обр. М-140/517; 34—норит крупнозернистый, обр. М-140/516. Верховья р. Улеска: 35—норит лейкократовый, обр. У-1/2. Верховья р. Мутэ (левые истоки): 36—норит лейкократовый, обр. У-10/197. Верховья р. Мамай: 37—анортзит, обр. М-96/375. Аналитики С. П. Баталова (1—13, 16, 17—20, 22—24, 29—34), Л. В. Константиненко (14, 21, 25, 26), З. С. Натарева (15, 27, 28, 35, 36), Л. В. Недашковая (37).

Таблица 2

Элементы-примеси в породах лантарской части Джугджурского анортозитового массива, $n \cdot 10^{-4}$ вес. %

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Ga	9	20	10	10	10	10	6	6	13	10	13	23	47	—	22	11	—	16
Ni	6	21	27	60	59	13	81	21	28	73	53	91	9	65	210	130	91	39
Co	9	8	28	38	48	42	56	28	33	45	47	44	10	27	63	51	71	32
Cu	50	5	160	130	140	34	120	36	23	140	93	130	30	100	180	200	73	120
Cr	3	69	68	170	120	39	130	78	110	180	255	270	9	110	420	210	360	150
V	5	27	23	42	38	12	65	23	27	33	69	40	14	35	91	59	81	30
B	2	1	2	2	2	2	2	4	2	2	2	2	1	2	3	2	3	2
Sn	1	1	1	1	1	1	1	3	2	3	3	2	2	1	4	1	2	2
Pb	1	1	1	1	4	9	1	1	1	1	1	1	4	1	1	1	1	1
Zn	11	19	16	22	28	30	40	20	28	26	38	32	12	16	48	26	41	22
Zr	10	12	9	10	11	12	11	12	10	9	9	10	10	—	25	10	—	10
Ag ($n \cdot 10^{-8}$, вес. %)	100	360	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	140	—	100	100	—	300

Элемент	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
Ga	16	13	15	12	5	5	—	36	14	9	9	—	8	10	—	3	36	31	28
Ni	47	62	53	43	5	4	9	27	44	23	54	65	15	40	23	28	220	44	6
Co	47	56	47	46	5	5	5	23	27	18	36	24	12	47	19	27	45	41	7
Cu	50	83	34	38	34	18	56	32	81	11	68	310	40	56	32	62	200	35	13
Cr	250	300	300	250	4	3	5	130	180	190	230	69	32	190	83	120	98	210	8
V	51	65	44	38	4	4	6	21	35	32	28	19	17	32	41	58	480	200	7
B	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	2	3	1	2	1	2	2
Sn	2	3	2	2	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1	1	1	2	1
Pb	1	1	1	1	4	1	1	1	1	1	1	1	1	3	1	1	1	1	1
Zn	32	51	30	35	10	10	11	26	26	27	36	16	13	22	13	26	25	44	11
Zr	10	19	10	10	9	10	—	27	10	10	10	—	10	10	—	10	—	—	10
Ag ($n \cdot 10^{-8}$, вес. %)	100	220	100	100	100	100	—	300	100	100	100	—	100	100	—	100	1300	—	100

Примечание. Порядковые номера образцов соответствуют табл. 1. Аналитики И. И. Никитенко, Г. А. Тарарина.

Химический состав пород геранской части Джугджурского анортозитового массива, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	50,78	52,80	52,66	52,44	54,26	46,04	51,06	52,20	53,04	52,34	51,68	52,90	54,46	54,24	39,56
TiO ₂	0,12	0,10	0,15	0,50	0,30	1,76	0,75	0,52	0,48	0,54	0,17	0,36	0,67	1,62	4,13
Al ₂ O ₃	30,22	28,68	27,82	25,97	25,93	18,02	24,11	23,68	27,29	24,91	24,91	22,36	21,83	22,78	13,12
Fe ₂ O ₃	0,62	0,01	0,79	1,75	0,84	3,46	3,04	2,19	1,82	1,13	2,38	1,73	0,90	6,35	3,37
FeO	0,10	0,81	1,32	2,12	1,91	7,97	3,36	3,01	1,51	3,97	3,78	5,29	5,48	4,07	20,41
MnO	0,01	0,03	0,01	0,04	0,01	0,15	0,06	0,05	0,02	0,05	0,05	0,08	0,08	0,08	0,22
MgO	0,31	0,41	1,34	1,96	1,55	8,88	2,06	2,27	1,14	2,37	1,96	3,72	3,20	1,34	4,23
CaO	12,24	10,68	11,05	10,80	9,32	10,37	9,07	9,65	10,08	9,79	10,33	9,07	8,35	7,06	9,36
Na ₂ O	4,00	4,59	4,27	3,04	4,62	1,83	3,65	3,04	5,00	3,04	2,63	2,63	2,43	1,55	2,03
K ₂ O	0,29	0,59	0,37	0,37	0,62	0,34	0,54	0,98	0,67	0,61	0,54	0,54	0,81	0,34	0,34
P ₂ O ₅	0,06	Не опр.	0,23	0,41	Не опр.	0,73	0,27	0,40	0,36	0,22	0,60	0,23	0,16	0,26	1,87
H ₂ O-	0,34	0,15	0,04	0,02	0,15	Следы	0,22	0,52	0,02	Следы	0,02	0,02	0,06	Следы	0,04
п. п. п.	0,78	0,10	0,48	0,50	0,19	0,89	1,64	1,88	0,26	0,64	0,90	0,83	0,97	0,78	0,86
Сумма	99,42	99,94	100,76	99,92	99,68	100,38	99,61	100,39	101,69	99,51	99,95	99,76	99,40	100,47	99,54

Оксиды	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
SiO ₂	51,36	53,08	55,90	49,76	52,44	47,56	52,84	53,03	29,68	28,92	42,00	41,37	50,09	53,14	49,09
TiO ₂	0,24	0,27	0,13	0,45	0,37	3,02	0,45	0,40	0,30	4,85	3,80	3,30	1,45	0,80	2,25
Al ₂ O ₃	25,71	21,73	25,63	21,99	25,97	20,41	21,75	18,41	0,78	7,89	10,34	10,20	16,56	14,30	21,90
Fe ₂ O ₃	1,55	1,53	0,30	0,75	2,22	3,01	3,92	4,50	35,62	17,99	9,11	7,62	4,06	3,50	3,88
FeO	2,48	5,48	1,00	4,11	1,51	7,08	2,34	2,16	14,01	18,32	15,27	19,04	8,08	7,72	3,41
MnO	0,04	0,08	0,01	0,07	0,04	0,13	0,10	0,10	0,05	0,36	0,26	0,31	0,18	0,18	0,10

Оксиды	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
MgO	3,72	3,92	0,30	4,36	2,37	3,51	2,80	4,94	13,04	6,98	3,47	3,01	6,68	7,08	1,64
CaO	9,65	9,22	8,85	8,93	10,08	7,78	10,43	10,16	2,89	8,75	11,71	9,35	8,61	8,25	10,43
Na ₂ O	4,10	2,87	4,96	3,80	2,97	3,04	3,78	3,90	0,16	0,60	2,36	2,72	3,08	2,80	4,50
K ₂ O	0,53	0,37	1,27	0,60	0,34	0,44	0,80	0,84	0,10	0,20	0,50	0,58	0,66	0,50	0,38
P ₂ O ₅	0,06	0,10	He опр.	0,02	0,19	0,62	0,17	0,14	1,70	2,27	1,44	1,99	0,13	0,40	2,43
H ₂ O-	0,04	0,16	0,20	0,21	0,12	0,04	0,09	0,04	0,03	0,17	0,01	0,05	0,06	—	0,01
п. п. п.	0,04	0,30	1,02	4,60	1,00	3,66	1,08	0,96	2,15	3,78	0,40	0,66	0,63	0,67	0,01
Сумма	99,74	100,25	99,56	99,44	99,62	100,30	100,51	99,58	100,51	100,08	100,67	100,20	100,27	100,34	100,53

Примечание. Верховья р. Гаюм: 1 — анортозит, обр. А-25/199. Р. Учур (верхнее течение между притоками его Эльдаму-Макит и Улюн-Бырайы): 2 — анортозит, обр. Ч-975; 3 — анортозит, обр. А-11/146; 4 — габбро-норит, обр. А-9/139; 5 — габбро-норит, обр. Ч-6/404; 6 — габбро, обр. Ч-950; 7 — анортозит пироксеновый, обр. А-8/126 — полосовидное обособление в анортозите анхимономинеральном; 8 — габбро-норит, обр. А-8/133 — шпир в анортозите. Верховья р. Верхняя Сыганджа: 9 — норит, обр. А-5/59; 10 — анортозит пироксеновый, обр. А-5/70 — полосовидное обособление в анортозите анхимономинеральном; 11 — анортозит пироксеновый, обр. А-5/75 — полосовидное обособление в анортозите анхимономинеральном; 12 — анортозит пироксеновый, обр. А-5/67 — полосовидное обособление в анортозите анхимономинеральном; 13 — габбро-норит, обр. А-5/61; 14 — габбро, обр. А-6/92; 15 — габбро, обр. А-6/84. Верховья р. Ляльми: 16 — норит, обр. А-20/172; 17 — норит, обр. А-20/171; 18 — норит, обр. Ч-28/251. Верховья р. Колболок: 19 — габбро-норит, обр. Д-10/66; 20 — норит, обр. Д-200. Р. Джана (близ устья р. Курунг): 21 — амфиболитизированный габбро-норит, обр. А-28/228. Р. Учур (в 2 км выше устья р. Дыгаткан): 22 — анортозит пироксеновый, обр. А-8/124 — полосовидное обособление в анортозите анхимономинеральном. Верховья р. Гаюм: 23 — амфиболитизированный норит, обр. А-27/220; 24 — измененный оливинит, обр. А-21/184. Р. Маймакан (верховья ключа Кэндэке): 25 — оливиновый пироксенит, обр. А-1/2. Р. Верхняя Сыганджа: 26 — габбро-пироксенит оливиновый, обр. А-6/78; 27 — оливиновое габбро, обр. А-5/65; 28 — габбро-норит, обр. А-5/64; 29 — оливиновый норит, обр. А-5/63. Р. Маймакан (верховья ключа Кэндэке): 30 — лейкократовый габбро-норит, обр. А-2/24. Аналитики Л. А. Авдеевнина (3, 4, 6—18, 20, 21), С. П. Баталова (1), З. С. Натарова (2, 5), Г. А. Дятлова (19), Т. Г. Филиппова (22—30).

Элементы-примеси в породах геранской части Джугджурского анортозитового массива, $p \cdot 10^{-4}$ вес. %

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ga	33	15	15	34	15	17	—	16	50	34	23	37	39	—	26
Ni	23	4	17	12	11	170	9	17	5	17	17	23	28	6	33
Co	63	6	16	37	18	76	44	33	17	36	40	40	46	34	110
Cu	69	18	59	68	32	250	120	96	60	81	100	73	110	170	470
Cr	1	3	25	32	25	120	19	36	1	13	28	100	120	3	5
V	16	11	50	63	47	180	91	100	20	60	93	110	120	73	48
B	5	1	1	1	1	3	46	44	3	3	4	3	4	1	12
Sn	1	1	1	2	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Pb	1	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Zn	36	11	18	25	15	81	48	51	23	45	30	59	55	89	190
Zr	10	10	10	37	10	32	—	13	10	13	20	19	36	—	22
Ag ($p \cdot 10^{-8}$ вес. %)	630	100	100	300	100	100	—	170	140	170	420	260	220	—	400

Элементы	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
Ga	36	—	32	17	—	16	22	30	7	16	20	—	27	44	—
Ni	19	8	4	25	16	44	9	49	37	220	15	7	14	—	26
Co	31	44	8	26	30	76	21	63	140	150	83	45	45	—	42
Cu	160	25	40	50	21	230	21	31	13	130	110	63	47	—	28
Cr	25	29	3	53	17	55	240	270	—	730	7	1	52	—	87
V	200	63	16	22	28	440	83	160	8	91	73	18	160	—	220
B	3	2	1	5	1	7	7	31	31	18	7	1	7	3	1
Sn	1	1	1	3	1	1	1	2	1	1	1	400	6	—	3
Pb	1	1	1	3	1	1	1	6	1	1	1	3	2	—	2
Zn	59	36	13	55	32	78	24	36	88	260	98	360	140	—	46
Zr	10	—	16	37	—	19	16	23	10	25	30	—	23	29	—
Ag ($p \cdot 10^{-8}$ вес. %)	100	—	100	200	—	460	100	680	420	540	480	—	240	400	—

Примечание. Порядковые номера образцов соответствуют табл. 3. Аналитики И. И. Никитенко, Г. А. Тарарина.

Таблица 5

Химический состав диафторированных пород анортозитовых массивов рек Аюндо и Лавля, вес. %

Оксиды	Р. Аюндо									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,56	53,00	51,26	50,74	51,78	45,40	47,36	46,28	40,54	46,02
TiO ₂	0,12	0,36	1,80	0,95	0,35	2,03	1,46	2,31	3,43	1,22
Al ₂ O ₃	26,76	17,75	15,90	15,90	18,02	13,52	13,78	8,48	9,28	7,16
Fe ₂ O ₃	2,47	1,98	5,94	5,67	3,76	9,56	6,13	5,61	7,18	6,08
FeO	Следы	6,47	6,90	5,84	4,91	7,17	8,41	8,23	11,77	9,56
MnO	0,01	0,13	0,16	0,18	0,12	0,22	0,18	0,22	0,22	0,25
MgO	0,55	4,98	5,11	7,66	6,22	7,55	6,66	15,10	13,54	15,87
CaO	11,85	9,49	9,24	9,86	9,39	11,70	12,07	10,32	10,63	9,54
Na ₂ O	4,26	3,81	3,04	2,63	3,65	1,72	2,43	0,81	0,81	0,61
K ₂ O	0,53	0,44	0,34	0,27	0,44	0,27	0,27	0,27	0,20	0,10
H ₂ O-	Следы	0,02	0,12	0,02	0,10	0,20	0,26	0,20	0,10	0,22
п. п. п.	1,20	1,05	0,66	0,66	0,82	1,01	1,42	2,14	1,91	2,97
Сумма	100,31	99,48	100,35	100,36	99,56	100,35	100,43	99,76	99,51	99,60

Р. Аюндю						Р. Лавля				
Оксиды	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	46,12	48,76	49,14	45,74	49,06	49,44	52,50	52,86	46,52	52,42
TiO ₂	1,41	1,48	1,42	1,90	1,55	0,64	0,42	0,22	2,34	2,53
Al ₂ O ₃	7,95	9,01	9,01	10,86	9,81	2,92	26,50	25,44	14,31	13,84
Fe ₂ O ₃	6,73	4,42	5,60	6,61	6,29	3,07	0,78	0,87	1,49	1,90
FeO	10,27	9,38	8,32	9,91	7,61	15,30	1,68	2,39	11,94	11,77
MnO	0,30	0,18	0,18	0,25	0,18	0,57	0,04	0,04	0,18	0,16
MgO	14,10	10,88	11,65	12,32	10,91	19,28	1,11	2,22	8,10	4,44
CaO	9,70	12,62	12,32	10,01	12,07	2,89	9,86	9,39	11,08	6,70
Na ₂ O	0,81	1,62	1,49	1,21	1,49	0,81	5,07	4,86	2,13	3,04
K ₂ O	0,20	0,20	0,20	0,27	0,44	0,13	0,67	0,67	0,54	1,07
H ₂ O -	0,14	0,12	0,08	0,26	0,04	0,56	0,20	0,32	0,26	0,30
п. п. п.	2,71	1,81	1,10	1,06	1,06	3,96	1,08	1,00	1,65	1,45
Сумма	100,44	100,48	100,51	100,40	100,51	99,57	99,91	100,28	100,54	99,62

Примечание. 1 — анортзит, обр. К-14/210; 2 — габбро амфиболитизированное, обр. К-14/191; 3 — габбро амфиболитизированное, обр. К-13/182; 4 — габбро амфиболитизированное, обр. К-13/184; 5 — габбро-амфиболит, обр. К-14/194; 6 — габбро-норит, обр. К-13/174; 7 — габбро-амфиболит, обр. К-13/181; 8 — амфиболит с вкрапленностью ильменита, обр. К-13/146; 9 — амфиболит с вкрапленностью ильменита, обр. К-13/149; 10 — амфиболит, обр. К-13/187; 11 — амфиболит, обр. К-14/188; 12 — габбро-норит, обр. К-14/197; 13 — габбро-амфиболит, обр. К-14/198; 14 — амфиболит, обр. К-14/212; 15 — габбро-амфиболит, обр. К-14/215; 16 — актинолитизированный гиперстенит, обр. К-10/112; 17 — анортзит, обр. К-9/89; 18 — анортзит, обр. К-10/113; 19 — амфиболитизированный габбро-норит, обр. К-9/87; 20 — амфиболитизированный габбро-норит, обр. К-5/30. Аналитик Л. А. Авдеевина.

Таблица 6

Элементы-примеси в диафторированных породах анортозитовых массивов рек Аюндю и Лавля, $\text{п} \cdot 10^{-4}$ вес. %

Элемент	Р. Аюндю									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ni	3	63	51	120	83	74	91	350	280	170
Co	1	32	39	45	44	48	87	79	89	63
Cu	6	14	38	26	16	50	120	46	23	33
Cr	5	69	51	95	85	69	300	450	300	290
V	5	260	510	590	380	590	300	620	630	250
B	4	5	6	7	6	7	9	5	8	7
Sn	1	2	2	3	2	3	3	5	4	4
Pb	5	2	1	3	2	1	2	1	1	1
Zn	—	200	140	170	170	240	170	240	230	200

Элемент	Р. Аюндю					Р. Лавля				
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Ni	130	78	120	130	100	80	24	28	200	60
Co	56	40	56	59	57	130	2	2	55	38
Cu	22	46	60	26	49	6	6	6	280	170
Cr	350	100	340	370	130	100	15	14	350	38
V	390	410	550	570	400	91	11	8	250	260
B	6	8	6	7	12	8	6	8	16	14
Sn	5	4	3	5	5	3	1	1	2	4
Pb	1	1	1	1	2	—	5	5	6	15
Zn	370	150	190	230	190	320	38	—	180	220

Примечание. Порядковые номера проб соответствуют табл. 5. Аналитики Э. Д. Голубева, И. И. Никитенко, Г. А. Тарарина.

Таблица 7

Элементы-примеси в диафторированных породах анортозитовых массивов р. Джана и Баладекского, $\text{п} \cdot 10^{-4}$ вес. %

Элемент	Баладекский массив											
	Р. Урми						Р. Галам					
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ni	500	240	350	21	34	31	130	140	46	93	98	120
Co	68	140	130	5	48	34	40	45	22	17	50	47
Cu	39	68	700	60	15	22	80	75	42	93	110	87
Cr	180	91	530	7	50	43	71	55	27	80	83	91
V	74	140	220	21	13	35	21	31	11	42	46	45
B	15	11	15	22	4	5	18	8	6	2	3	5
Sn	4	4	5	1	2	2	3	3	3	1	3	2
Pb	13	1	1	2	2	5	—	2	4	1	2	2
Zn	18	32	44	7	22	7	14	19	8	19	22	22

Таблица 8

Результаты пересчета химических анализов, приведенных в табл. 1, на числовые характеристики А. Н. Заварицкого

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
a	11,2	8,0	9,0	8,5	8,7	12,2	11,5	10,0	9,3	8,9	9,5	7,2
c	15,8	16,2	15,0	15,0	14,3	14,8	14,6	15,1	13,8	14,4	12,2	14,2
b	5,9	9,8	9,0	12,2	12,0	3,3	4,7	8,8	11,4	11,4	17,0	14,8
S	67,2	65,9	67,0	64,3	65,0	69,7	69,1	66,0	65,5	65,3	61,2	63,8
f'	26,7	38,1	32,8	33,1	30,1	47,0	50,0	28,3	30,7	32,0	22,0	30,1
m'	13,3	55,6	51,7	65,6	49,4	47,6	25,0	41,6	61,3	66,7	38,6	58,7
c'	—	—	—	1,2	—	4,8	—	—	—	—	—	—
a'	60,0	6,4	15,5	—	20,5	—	25,0	30,1	8,0	1,3	39,4	11,2
n	93,0	95,2	95,7	94,6	94,7	94,2	94,5	93,8	93,5	94,9	96,3	96,9
g	2,7	15,9	10,3	9,4	14,1	33,3	23,3	5,3	4,0	3,3	8,7	11,2
t	0,5	0,5	0,4	0,6	0,5	0,2	0,5	0,5	0,5	0,4	0,5	0,5
a/c	0,7	0,5	0,6	0,6	0,6	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,8	0,5
Q	-5,9	-0,3	1,0	-3,4	-1,7	4,2	0,7	-2,7	-1,4	-4,6	-8,7	-7,0

	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
a	12,4	8,4	5,7	8,1	8,3	9,3	7,5	6,1	8,3	7,4	10,2	11,4
c	16,3	12,4	9,8	13,8	13,6	14,6	13,3	10,4	11,7	12,8	15,7	16,1
b	2,9	15,8	25,6	14,5	14,7	9,9	15,7	24,2	17,8	17,0	5,4	4,1
S	68,4	63,3	59,0	63,6	63,4	66,2	63,5	59,3	62,3	62,8	68,7	68,4
f'	36,1	28,2	29,4	24,8	29,4	30,2	30,0	30,1	28,7	31,7	29,4	17,3
m'	36,1	62,5	67,4	55,6	64,9	51,2	59,5	58,6	58,7	63,8	10,3	19,2
c'	—	—	3,2	—	5,7	—	—	—	—	—	—	—
a'	27,8	9,3	—	19,6	—	18,6	10,5	11,3	12,6	4,5	60,3	63,5
n	94,8	97,4	95,2	98,1	96,3	95,2	95,0	96,5	97,4	96,9	94,6	94,4
g	36,1	10,2	6,2	11,6	1,0	4,6	7,6	12,5	3,2	6,2	2,9	1,9
a/c	0,8	0,7	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,7
Q	-4,3	-2,5	-3,5	-2,8	-3,4	-0,8	-1,3	-4,0	-3,8	-2,0	1,3	-1,9

	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37
a	12,0	10,2	8,4	8,8	6,6	8,8	10,1	10,1	7,0	8,5	10,6	8,4	12,3
c	15,5	13,1	11,3	13,7	10,6	13,2	15,0	14,8	12,2	8,9	14,0	12,2	15,0
b	2,4	10,7	16,8	11,3	22,5	14,0	8,5	8,8	18,2	25,3	7,9	16,1	4,2
S	70,0	66,0	63,5	66,2	60,3	64,0	66,4	66,3	62,6	58,0	67,5	63,2	68,5
f'	29,0	31,0	28,8	30,7	29,3	28,3	29,4	30,0	30,8	29,7	45,1	31,2	35,2
m'	22,6	55,6	58,4	48,7	62,5	65,2	46,8	61,1	63,9	70,0	54,9	68,3	29,6
c'	—	—	—	20,7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
a'	48,4	13,4	12,9	—	8,2	6,4	23,8	8,9	5,3	0,3	0,0	0,4	35,2
n	95,4	94,8	94,3	94,8	96,7	94,9	95,4	93,8	96,9	94,6	94,2	94,0	92,4
g	6,5	14,1	7,3	12,0	7,0	7,5	16,5	19,5	2,5	6,6	6,9	—	9,3
t	0,1	0,1	0,2	0,2	0,5	0,5	0,2	0,4	0,5	0,6	0,1	0,1	—
a/c	0,8	0,8	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,7	0,6	1,0	0,8	0,7	0,8
Q	+0,6	-1,5	-1,1	+1,1	-3,2	-2,8	-2,4	-2,4	-1,0	-10,6	-0,2	-2,5	-2,6

Таблица 9

Результаты пересчета химических анализов, приведенных табл. 3, на числовые характеристики А. Н. Заварицкого, мол. %

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
a	11,0	12,0	11,2	8,1	11,4	4,7	9,9	9,3	13,3	8,3	7,4	7,1	7,1	4,0	5,2
c	17,5	14,8	15,2	14,9	12,0	10,2	12,4	13,3	13,7	13,3	14,2	12,0	10,9	9,0	6,6
b	3,2	3,6	5,4	9,1	6,8	29,3	11,9	9,8	5,5	11,8	12,0	15,4	14,8	21,7	36,8
S	68,3	69,6	68,2	67,9	69,8	55,8	65,8	67,6	67,6	66,6	66,4	65,5	67,2	65,3	51,4
f'	23,0	23,9	40,6	43,6	39,4	37,1	55,1	55,9	59,7	44,8	53,8	46,6	44,8	44,6	64,7
m'	18,0	21,7	47,8	41,0	40,4	53,0	32,7	44,1	38,9	37,2	30,8	44,2	39,3	10,8	20,6
c'	—	—	—	—	—	9,9	—	—	—	—	—	—	—	—	14,7
a'	59,0	54,3	11,6	15,4	20,2	—	12,2	0,0	1,4	18,0	15,4	9,2	15,9	44,6	—
n	95,6	94,8	95,1	93,3	92,4	89,4	91,5	81,7	92,6	89,1	88,5	88,5	81,4	87,7	90,3
g	20,5	0,0	14,5	18,8	11,7	10,4	24,4	22,1	30,6	9,0	19,2	10,6	6,0	25,7	8,2
t	0,1	0,1	0,2	0,1	0,4	2,9	1,2	0,7	0,7	0,8	0,2	0,7	1,0	2,2	7,2
a/c	0,6	0,8	0,7	0,5	1,0	0,5	0,8	0,7	0,9	0,6	0,5	0,6	0,6	0,4	0,8
Q	-3,1	+0,4	-1,4	+4,7	+4,8	-7,9	-0,6	+3,3	-5,2	+3,3	+3,8	+4,8	+9,3	+13,6	-14,3

	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
a	10,6	7,4	14,4	10,3	7,8	8,1	10,3	10,2	0,5	1,7	5,9	6,9	7,7	6,8	12,4
c	11,4	12,2	12,1	11,4	13,8	10,6	10,5	7,6	0,3	4,7	4,0	3,4	7,4	6,1	9,9
b	14,6	14,4	1,9	14,3	11,0	18,2	14,1	19,8	66,2	54,2	39,0	38,7	26,0	26,3	14,3
S	63,4	66,0	71,6	64,0	67,4	63,1	65,1	62,4	33,0	39,4	51,1	51,0	58,9	60,8	63,4
f'	26,7	49,7	72,0	36,0	34,0	57,5	42,2	30,8	63,4	65,0	58,5	65,7	44,1	39,8	50,3
m'	46,5	50,3	28,0	58,1	40,3	36,2	35,9	43,3	32,0	23,2	15,0	13,3	43,8	45,5	21,5
c'	—	—	—	5,9	—	—	21,9	25,9	4,6	11,9	26,5	21,0	12,1	14,7	28,2
a'	26,8	—	0,0	—	25,7	6,2	—	—	—	—	—	—	—	—	—
n	92,3	93,0	85,7	91,0	93,1	91,6	87,3	87,0	71,5	83,4	88,4	88,0	88,5	90,0	88,0
g	9,6	9,8	16,0	4,8	19,4	15,8	25,0	19,8	44,0	30,3	20,0	16,4	13,5	11,4	25,0
t	0,4	0,4	0,2	0,7	0,6	4,6	0,7	0,6	0,8	11,2	6,4	5,6	2,2	1,1	3,4
a/c	0,9	0,6	1,2	0,9	0,6	0,8	1,0	1,3	1,7	0,4	1,5	2,0	1,0	1,1	1,3
Q	-5,8	+5,0	+2,3	-4,0	+5,4	-0,6	-0,9	-3,5	-35,3	-29,3	-13,7	-15,2	-5,0	+1,9	-7,9

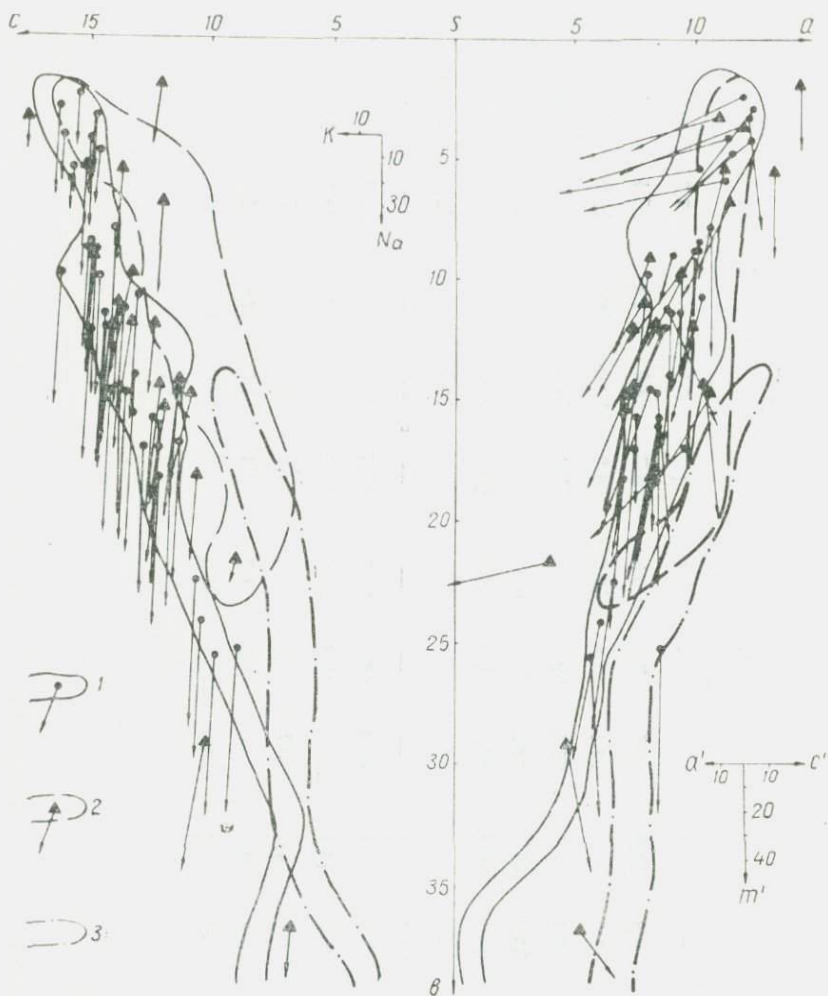


Рис. 1. Диаграмма химических составов пород Джугджурского анортозитового массива, пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого (по данным табл. 8, 9). Поля проекций составов пород: 1 — лантарской части массива; 2 — геранской части массива; 3 — геранских железо-титановых рудопроявлений (Ленников, 1968)

кальциевости и магнезиальности, так и все переходные типы пород. С другой стороны, значительное смещение вправо (даже за пределы поля геранских анортозитов) фигуративных точек пород, нормальных по глиноземистости, объясняется диафорезом, который приводит к заметному покислению плагиоклазов и амфиболлизации темноцветных. Среди анортозитов остальных массивов зоны Становик—Джугджур также выделяется целая

группа пород, пересыщенных глиноземом (анортозиты Сехтагского и Кун-Маньенского массивов), однако их проекции попадают в поле геранских, а не лантарских анортозитов (Ленников, 1968). В результате тех же вторичных процессов породы нормального по глиноземистости ряда (анортозиты рек Джана и Лавля (табл. 5, 6) также изменили свой состав, причем их фигуративные точки на диаграмме (Ленников, 1968) располагаются еще левее. Промежуточное положение занимают диафорированные породы лантарской части Джугджурского анортозитового массива, обнажающиеся в бассейне р. Аюндо (табл. 5, 6).

Минералогически пересыщенность глиноземом находит свое отражение в существенно гиперстеновом составе (клинопироксен присутствует в подчиненном количестве) темноцветной части лантарских и ряда геранских габброидов анортозитового комплекса. Слагающие их гиперстены и клинопироксены также отличаются повышенным содержанием Al_2O_3 , особенно в лантарской части массива (Ленников, 1968), по сравнению с которой породы геранской части, помимо пониженной основности, отличаются также повышенной калиевостью, о чем можно судить по менее крутому наклону векторов в левой части диаграммы (рис. 1).

Большая часть пород Джугджурского анортозитового массива принадлежит к классу насыщенных кремнием, по А. Н. Заварицкому. Лишь наиболее меланократовые габброиды и пироксениты, многие из которых в геранской части массива содержат оливин, оказываются недосыщенными SiO_2 . Некоторая пересыщенность кремнием отдельных пород объясняется, по-видимому, слабым их окварцеванием в связи с наложенными метаморфическими преобразованиями. Эти же породы, как правило, оказываются и наиболее калиевыми.

При пересчете по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли новых и ранее опубликованных анализов (табл. 10—13) большинство пород, пересыщенных глиноземом, рассчитывается на нормативный гиперстен и плагиоклаз. При этом остается некоторое количество избыточного Al_2O_3 , что отражает высокое содержание глинозема в модальных пироксенах. Этим же объясняется появление нормативного оливина в ряде пород лантарской части массива, хотя ни одна из них его не содержит. Процент избыточного Al_2O_3 можно также частично уменьшить, приняв во внимание при пересчете на нормативный состав, что небольшие количества Fe^{3+} и Ti могут замещать атомы Al в структуре плагиоклаза, а Fe^{2+} , Mg и Mn — атомы Ca (Дир и др., 1966). Если иметь это в виду при пересчете анализа мономинерального анортозита (I, табл. 13), то нормативный состав его будет более точно соответствовать реальному: порода получается существенно плагиноклазовой (основность его возрастает при этом от № 60,2 до 62,3) с очень незначительной примесью гематита и рутила, пластинчатые и игольчатые включения кото-

Результаты пересчета химических анализов,

	1	2	3	4
Q	—	2,1	2,5	—
Or	3,0	1,5	1,5	1,5
Ab	36,5	27,0	31,0	29,5
An	54,5	57,0	53,5	54,5
Ne	—	—	—	—
(Cpy) Wo	—	—	—	—
En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
En	1,2	7,8	6,8	11,6
(Opy) Fs	(2,6)	(9,4)	(9,0)	(12,6)
Fo	1,4	1,6	2,2	1,0
(Ol) Fa	—	—	—	—
Mt	0,2	1,5	0,9	1,2
Ilm	0,4	0,4	0,4	0,6
Ap	0,1	0,3	0,1	0,1
Hem	—	—	—	—
C	2,7	0,8	1,2	0,1

	11	12	13	14
Q	0,7	2,1	—	0,9
Or	1,5	1,0	2,0	1,0
Ab	36,0	26,0	38,3	31,0
An	47,0	52,0	55,0	46,5
Ne	—	—	1,3	—
(Cpy) Wo	—	—	—	—
En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
En	10,4	12,8	—	14,8
(Opy) Fs	(12,2)	(15,2)	—	(17,6)
Fo	1,8	2,4	—	2,8
(Ol) Fa	—	—	1,0	—
Mt	1,8	1,8	—	1,8
Ilm	0,4	0,4	Rn 0,2	0,2
Ap	0,3	0,1	0,3	—
Hem	—	—	0,6	—
C	0,2	1,3	1,0	1,0

Таблица 10

приведенных в табл. 1, на нормативный состав, мол. %

	5	6	7	8	9	10
	2,8	0,5	2,3	0,3	1,4	—
	1,5	2,5	2,0	2,0	1,5	1,5
	30,0	40,5	39,5	33,5	31,5	30,5
	51,0	52,5	51,0	53,5	49,0	51,5
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	8,6	2,2	1,6	5,2	10,2	11,0
(9,8)	(3,6)	(2,2)	(7,6)	(13,9)	(14,9)	
	1,2	1,4	0,6	2,4	3,7	3,9
	—	—	—	—	—	—
	—	—	—	—	—	—
	1,8	0,3	1,2	0,3	0,5	0,4
	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
	0,3	0,1	0,3	0,1	0,3	0,3
	—	—	—	—	—	—
	2,3	—	1,0	2,1	1,4	0,5

	15	16	17	18	19
	—	—	—	1,4	2,3
	1,0	1,0	1,0	1,5	1,5
	22,0	29,0	29,5	32,0	26,5
	39,0	54,5	50,5	52,0	48,5
	—	—	—	—	—
	1,4	—	0,8	—	—
(2,8)	1,1	—	(1,6)	0,5	—
	0,3	—	0,3	—	—
	24,2	11,1	8,9	7,4	14,0
(30,8)	(12,3)	(12,4)	(10,6)	(18,2)	
	6,6	1,2	3,5	3,2	4,2
	1,6	0,4	3,6	—	—
(2,10)	(0,5)	(5,10)	—	—	—
	0,5	0,1	1,5	—	—
	2,0	1,6	—	0,3	1,2
	0,4	0,4	Rn 0,2	0,4	0,4
	—	0,2	0,3	0,1	0,3
	—	—	—	—	—
	—	0,3	—	1,6	1,7

	20	21	22	23
Q	2,6	—	0,5	3,5
Or	1,0	1,0	1,0	2,0
Ab	23,5	30,5	26,5	34,0
An	40,0	44,5	46,5	55,0
Ne	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—
(Cpy) En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
(Opy) En	(26,2) 22,4	(20,0) 14,4	(21,2) 16,2	(2,2) 0,8
Fs	3,8	5,6	5,0	1,4
Fo	—	0,4	—	—
(Ol) Fa	—	(1,5) 1,1	—	—
Mt	3,6	0,6	1,2	0,2
Ilm	0,4	0,2	0,4	0,4
Ap	0,3	—	0,3	0,1
Hem	—	—	—	—
C	2,4	1,6	2,7	2,4

	29	30	31	32
Q	1,0	0,4	2,3	0,9
Or	1,0	1,5	1,5	2,0
Ab	25,0	30,5	34,0	34,0
An	40,5	48,0	52,5	52,0
Ne	—	—	—	—
Wo	—	—	—	—
(Cpy) En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
(Opy) En	(28,2) 22,0	(16,6) 13,4	(6,0) 5,6	(8,0) 7,6
Fs	6,2	3,2	0,4	0,4
Fo	—	—	—	—
(Ol) Fa	—	—	1,5	—
Mt	1,8	1,2	—	1,5
Ilm	0,4	0,4	Rn 0,2	0,4
Ap	0,3	0,3	0,2	0,3
Hem	—	—	—	—
C	1,8	1,1	1,7	0,9

	24	25	26	27	28
—	—	1,4	1,5	2,3	2,1
1,5	1,5	2,0	2,0	2,0	1,5
38,5	38,5	40,0	35,5	30,0	31,0
55,5	55,5	54,0	48,0	43,0	50,0
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	3,6
—	—	—	—	—	(7,2) 2,9
—	—	—	—	—	0,7
1,2	(1,6) 1,2	(1,5) 0,8	(10,1) 8,8	(19,3) 15,0	(6,6) 5,3
0,4	0,4	0,7	1,3	4,3	1,3
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
0,1	0,1	0,2	1,6	1,4	1,5
0,4	0,4	—	0,2	0,2	0,2
0,2	0,2	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
1,9	1,9	0,9	1,1	1,7	—

	33	34	35	36	37
1,0	1,0	—	0,7	—	—
1,0	1,0	1,5	2,0	2,0	3,5
25,5	25,5	29,5	36,0	30,0	40,0
45,5	45,5	34,5	50,5	46,0	52,5
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—
17,8	(24,7) 17,8	(18,9) 16,2	(10,0) 6,2	(16,0) 11,0	(1,2) 0,6
6,9	6,9	2,7	3,8	5,0	0,6
—	—	9,0	—	4,2	0,7
—	—	(12,5) 3,5	—	(6,0) 1,8	(1,4) 0,7
0,5	0,5	1,9	0,6	—	0,3
0,4	0,4	0,6	0,1	0,1	0,1
0,3	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1
—	—	—	—	—	—
1,1	1,1	0,2	—	—	1,1

Результаты пересчета химических анализов,

	1	2	3	4
Q	—	1,9	6,7	7,0
Or	1,5	2,0	2,0	2,0
Ab	36,0	40,0	27,5	27,5
An	59,5	52,5	53,5	51,5
(Cpy) Wo	—	—	—	—
En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
(Opy) En	(1,6) 0,8	(2,0) 1,0	(6,2) 3,6	(6,8) 5,4
Fs	0,8	1,0	2,6	1,4
(Ol) Fo	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—
Mt	—	—	0,3	1,8
Ilm	0,1	0,2	0,2	0,6
Ap	0,2	—	0,5	0,8
Hem	—	—	—	—
C	1,4	1,4	3,2	1,9

	11	12	13	14
Q	8,3	7,1	10,2	26,1
Or	3,0	3,0	5,0	2,0
Ab	24,0	24,0	22,5	14,5
An	48,8	44,5	41,5	35,0
(Cpy) Wo	—	—	—	—
En	—	—	—	—
Fs	—	—	—	—
(Opy) En	(9,7) 5,6	(17,0) 10,4	(16,4) 9,0	(4,6) 3,8
Fs	4,1	6,6	7,4	0,8
(Ol) Fo	—	—	—	—
Fa	—	—	—	—
Mt	2,5	1,8	0,9	6,3
Ilm	0,2	0,6	1,0	2,4
Ap	1,3	0,3	0,3	0,5
Hem	—	—	—	—
C	3,0	1,6	2,3	8,7

приведенных в табл. 3, на нормативный состав, мол. %

	5	6	7	8	9	10
	2,5	—	4,6	5,8	—	5,4
	3,5	2,0	3,0	6,0	3,5	3,5
	40,0	16,5	33,5	28,0	43,5	27,5
	45,5	40,5	44,5	46,5	46,0	48,0
	—	2,6	—	—	—	—
	—	(5,2) 2,0	—	—	—	—
	—	0,6	—	—	—	—
	(6,0) 4,2	(23,0) 17,4	(7,8) 5,8	(9,0) 6,4	—	(11,4) 6,6
	1,8	5,4	2,0	2,6	—	4,8
	—	3,9	—	—	2,2	—
	—	(5,1) 1,2	—	—	(3,0) 0,8	—
	0,9	3,6	3,3	2,4	—	1,2
	0,4	2,4	1,2	0,6	0,6	0,6
	—	1,6	0,5	0,8	0,8	0,3
	—	—	—	—	1,5	—
	1,1	—	1,7	0,9	1,1	2,0

	15	16	17	18	19	20
	—	—	7,4	2,0	—	8,8
	2,0	3,0	2,0	7,5	3,5	2,0
	19,5	36,5	26,0	44,5	35,0	26,5
	27,8	46,5	45,0	43,5	43,0	49,5
	3,5	—	—	—	1,2	—
	(7,0) 1,2	—	—	—	(2,4) 0,8	—
	2,3	—	—	—	0,4	—
	(13,3) 4,4	(6,6) 5,4	(14,6) 10,8	(2,0) 0,8	(8,2) 5,6	(6,8) 6,6
	8,9	1,2	3,8	1,2	2,6	0,2
	(16,3) 5,2	(4,2) 3,4	—	—	4,5	—
	11,1	0,8	—	—	(6,6) 2,1	—
	3,6	1,5	3,9	0,3	0,6	—
	6,2	0,4	0,4	0,2	0,6	0,6
	4,3	0,2	0,3	—	—	0,3
	—	—	—	—	—	—
	—	1,2	0,3	0,1	—	3,1

	21	22	23	24
Ө	5,4	—	—	—
Or	2,5	5,0	5,5	0,5
Ab	28,5	34,0	35,5	1,5
An	37,0	40,0	29,5	1,5
(Cpy) Wo	—	4,2	8,0	1,0
En	—	(8,4) 2,0	(16,0) 4,8	(2,0) 0,3
Fs	—	2,2	3,2	0,7
En	10,2	5,0	3,6	—
(Opy) Fs	(15,2) 5,0	(10,4) 5,4	(5,8) 2,2	—
Fo	—	0,6	3,9	30,9
(Ol) Fa	—	(1,2) 0,6	(6,6) 2,7	(86,7) 55,8
Mt	3,3	—	—	—
Ilm	4,4	0,6	0,6	0,6
Ap	1,1	0,3	0,3	4,0
Hem	—	—	—	3,2
C	2,4	—	—	—

рых действительно присутствуют в модальном плагиоклазе. Небольшой же процент нормативного кварца согласуется с присутствием в анортозите основного мирмекита. Из других особенностей пород Джугджурского анортозитового массива при пересчете на нормативный состав более отчетливо выявляется повышенная калиевость габброидов геранской части, а также крайне незакономерное распределение в породах всего массива нормативного кварца, что соответствует распределению модального кварца и подчеркивает его вторичное происхождение.

Теперь проанализируем, что дает сопоставление химического состава пород Джугджурского массива и анортозитовых плутонов Адирондака, Морина, Западной Латвии. Как уже отмечалось (Ленников, 1968), геранские анортозиты по петрографическим и петрохимическим особенностям наиболее близки к анортозитам Адирондака. Некоторые отклонения наблюдаются лишь в величинах параметров a и c , причем адирондакские анортозиты сложены более щелочными плагиоклазами, чем геранские. Объясняется это тем, что первые подверглись вторичным изменениям, сопровождавшимся интенсивным катаклизмом и перекристаллизацией (Buddington, 1939). По существу, это уже не изверженные, а метаморфические породы. Особенно хорошо это видно по составам пироксенов Адирондака; на диаграмме Mg—Fe—Ca отвечающие им точки располагаются далеко в стороне от трендов изверженных пироксенов. Все сказанное справедливо и в отношении анортозитов Морина, которые считаются аналогом адирондакских (Papezik, 1965).

Среди остальных анортозитовых проявлений с геранскими сопоставимы Волянский и Западно-Латвийский (Богатиков,

	25	26	27	28	29	30
—	—	0,6	—	0,7	5,7	—
1,5	3,0	3,5	3,5	3,0	3,0	5,5
6,5	22,5	26,5	28,0	25,5	25,5	40,5
20,5	17,5	15,0	30,0	25,5	25,5	35,5
5,2	13,8	8,4	4,8	5,6	5,6	—
(10,4) 3,5	(27,6) 5,8	(16,8) 2,4	(9,6) 3,5	(11,2) 3,8	3,8	—
1,7	8,0	6,0	1,3	1,8	1,8	—
(22,4) 14,9	(9,6) 4,4	(14,2) 4,2	(21,0) 15,1	(23,6) 16,2	16,2	4,6
7,5	5,2	10,0	5,9	7,4	7,4	2,6
(4,2) 2,8	—	1,7	—	—	—	—
1,4	—	(5,7) 4,0	—	—	—	—
21,6	10,2	8,7	4,2	3,6	3,6	—
7,8	5,8	5,0	3,4	1,2	1,2	3,2
5,3	3,2	4,5	0,3	0,8	0,8	5,1
—	—	—	—	—	—	2,4
—	—	—	—	—	—	0,5

Биркис, 1974), а с лантарскими — Анабарский (Рабкин, Климов, 1958) и Каларский (Баженова, 1974) плутоны. Судя же по недавнему обзору, посвященному автономным анортозитам, известным на территории нашей страны (Богатиков, Биркис, 1974), породы Джугджурского анортозитового массива по нормативному составу и содержанию FeO, MgO и CaO могут быть сопоставлены также с плутонами Кольского полуострова (имеются аналоги лантарских и геранских анортозитов) и Волго-Уральской области (близки лантарским).

Для того, чтобы оценить влияние наложенных метаморфических преобразований, захвативших адирондакские и моринские анортозиты, на результаты расчета нормативного состава, сравним их с неметаморфизованными джугджурскими и западно-латвийскими. На диаграмме Or—Q—№ PI (рис. 2.), благодаря **неодинаковой основности нормативных плагиоклазов геранских и лантарских анортозитов**, их фигуративные точки укладываются в два поля, несколько перекрывающие друг друга в области наиболее распространенных составов плагиоклазов № 54—64. Однако и в этом интервале более калневыми оказываются габброиды геранской части массива. У них же наблюдается наибольший разброс значений нормативного кварца.

Породы габбро-норит-анортозитового комплекса Западной Латвии по количеству нормативного ортоклаза близки в основном геранским, но в большинстве своем содержат гораздо меньше нормативного кварца (рис. 3). Напротив, составы метаанортозитовых комплексов Адирондака и Морина почти в точности следуют полям геранских анортозитов, хотя многие из них оказываются все же более калневыми.

Таблица 12

Нормативный состав пород лантарской части Джугджурского
анортозитового массива (по данным табл. 51, Ленников, 1968),
мол. %

	1	2	3	4	5	6	7
Q	0,4	2,0	4,2	12,4	9,1	9,1	2,1
Or	5,5	8,5	7,0	5,5	5,5	10,0	7,5
Ab	35,0	27,5	27,5	22,5	23,0	27,0	26,5
An	53,5	59,7	57,5	52,0	55,0	42,0	52,5
Wo	—	0,4	—	—	—	—	—
(Cpy) En	—	(0,8)	—	—	—	—	—
Fs	—	0,1	—	—	—	—	—
En	1,8	0,5	1,2	0,8	1,0	0,6	6,6
(Cpy) Fs	(2,6)	(0,6)	(1,6)	(1,4)	(2,0)	(3,4)	(9,0)
(Ol) Fo	0,8	0,1	0,4	0,6	1,0	2,8	2,4
Fa	—	—	—	—	—	—	—
Mt	0,1	0,9	0,3	0,3	0,3	0,6	0,9
Ilm	0,2	—	0,2	—	0,6	0,4	0,2
Ap	0,3	—	—	0,3	—	—	—
C	2,6	—	1,8	5,3	4,6	7,4	1,5
Сумма	100,2	100,0	100,1	99,7	100,1	99,9	100,2

	8	9	10	11	12	13	14
Q	3,0	—	3,0	0,3	—	—	—
Or	2,0	6,5	11,5	3,0	1,0	0,5	2,0
Ab	36,5	26,0	20,5	16,0	10,0	1,5	7,0
An	41,7	46,7	48,0	28,2	30,2	8,0	12,5
Wo	0,8	1,0	—	18,8	4,4	23,6	18,0
(Cpy) En	(1,6) 0,5	(2,0) 0,7	—	(37,6) 12,8	(8,8) 3,3	(47,2) 14,6	(36,0) 11,0
Fs	0,3	0,3	—	6,0	1,1	9,0	7,0
En	7,1	10,8	6,2	8,6	31,6	22,6	16,0
(Opy) Fs	(11,6) 4,5	(15,2) 4,4	(9,8) 3,6	(12,2) 3,6	(42,2) 10,6	(36,6) 14,0	(26,0) 10,0
Fo	—	1,5	—	—	2,2	0,8	2,6
(Ol) Fa	—	(2,3) 0,8	—	—	(2,7) 0,5	(1,5) 0,7	(4,2) 1,6
Mt	3,0	0,9	2,7	2,1	4,5	3,6	11,1
Ilm	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6	1,0	1,2
Ap	—	—	—	—	—	—	—
C	—	—	4,2	—	—	—	—
Сумма	100,0	100,0	100,1	99,8	100,0	99,9	100,0

Примечание. 1—6 — анортзиты анхи- и мономинеральные; 7—12 — нориты и габбро-нориты; 13—14 — вебстериты.

Таблица 13

Нормативный состав пород геранской части Джугджурского
анортозитового массива (по данным табл. 18 и 27; Ленников,
1968), мол. %

	1	2	3	4	5	6	7
Q	3,3	1,9	2,1	4,6	2,4	—	2,0
Or	3,0	2,5	3,0	2,0	2,5	4,0	4,5
Ab	36,0	36,0	36,0	25,0	25,5	38,8	38,0
An	54,5	57,3	55,0	35,2	38,8	52,3	46,5
Ne	—	—	—	—	—	1,0	—
(Cpy) Wo	—	—	—	5,0	4,6	—	—
En	—	—	—	(10,0) 4,0	(9,2) 2,6	(2,0) 1,0	(3,2) 1,6
Fs	—	—	—	1,0	2,0	0,4	1,0
En	1,0	0,6	2,4	14,8	8,6	0,6	0,6
(Opy) (1,6)	(1,6)	(3,2)	(18,4)	(14,4)	(4,0)	—	2,4
Fs	0,6	1,0	0,8	3,6	5,8	—	1,6
(Ol) Fo	—	—	—	—	—	0,6	—
Fa	—	—	—	—	—	(1,5)	—
Mt	0,3	0,3	0,3	4,2	3,0	0,9	—
Ilm	0,2	0,4	0,4	0,6	4,0	0,2	1,2
Ap	—	—	—	—	—	0,2	0,4
C	2,0	—	—	—	0,3	—	0,3
Сумма	100,9	99,7	100,0	100,6	100,1	100,0	99,9

	8	9	10	11	12	3(27)	5(27)
Q	6,7	9,1	2,2	1,3	1,3	—	—
Or	3,5	3,5	3,5	5,0	4,0	2,0	3,5
Ab	30,0	37,5	38,5	38,0	35,5	4,5	26,0
An	51,5	41,5	49,5	51,5	52,0	19,0	26,0
Ne	—	—	—	—	—	3,6	—
Wo	—	1,2	0,4	—	—	14,8	5,2
(Cpy) En	—	(2,4) 0,7	(0,8) 0,2	—	—	(29,6) 7,8	(10,4) 2,2
Fs	—	0,5	0,2	—	—	7,0	3,0
En	3,4	3,1	2,4	1,6	2,2	—	2,8
(Opy) Fs	(6,2) 2,8	(5,4) 2,3	(4,6) 2,2	(2,6) 1,0	(5,8) 3,6	—	(6,8) 4,0
Fo	—	—	—	—	—	7,2	5,9
(Ol) Fa	—	—	—	—	—	(13,6) 6,4	(12,0) 6,1
Mt	—	0,2	0,3	0,3	—	16,2	7,2
Ilm	0,4	0,4	0,2	0,2	0,4	9,4	4,4
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	2,1	3,7
C	1,5	—	—	0,8	0,7	—	—
Сумма	100,1	99,9	100,1	100,0	100,0	100,4	100,0

Примечание. 1—3, 6, 11, 12 — анхи- и мономинеральные анортозиты; 4, 5, 7—10 — пироксеновые анортозиты, нориты, габбро-нориты; 3 (27) и 5 (27) — пироксениты.

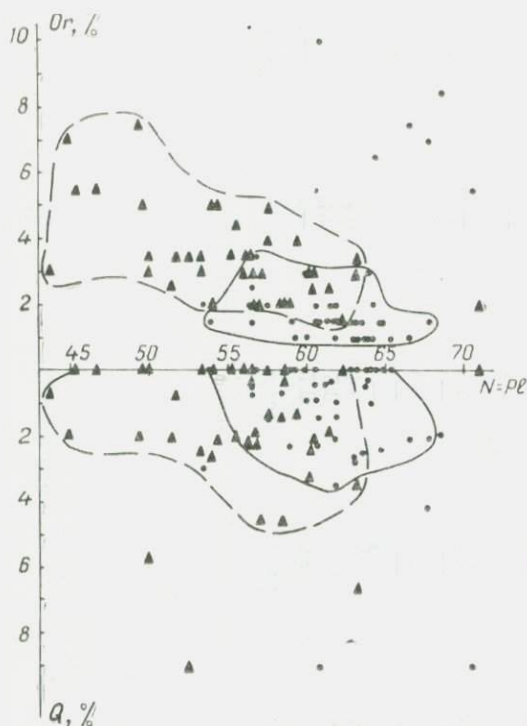


Рис. 2. Вариации содержания нормативных ортоклаза (Or) и кварца (Q) в зависимости от состава нормативного плагиоклаза в породах лантарской (кружки и сплошная линия) и геранской (треугольники и пунктирная линия) частей Джугджурского анортозитового массива (по данным табл. 10—13)

Вариации содержаний нормативных темноцветных в джугджурских анортозитах (рис. 4) также вполне закономерны, что дает возможность оконтурить поля габброндов геранской и лантарской частей массива. На графиках, отражающих колебания содержаний нормативных плагиоклаза и гиперстена, как и в предыдущем случае (рис. 2), эти поля перекрываются в области наиболее лейкократовых составов с нормативным плагиоклазом № 53—64. Август же и оливин, подобно модальным, характерны в основном для пород геранской части. В гиперстенсодержащих лантарских анортозитах появление нормативного оливина объясняется, как уже отмечалось, повышенной глиноземистостью развитых здесь модальных пироксенов.

По сравнению с Джугджурским массивом, нормативный состав меланократовой части большинства пород Западно-Латвийского, Адирондакского и Моринского анортозитовых плутонов обнаруживает значительные колебания (рис. 5). Тем не менее основная масса точек все же концентрируется в пределах поля геранских анортозитов либо в непосредственной близости от него. Главное отличие западнолатвийских пород — высокое содержание нормативного оливина, что согласуется с их модальным составом, и умеренное количество нормативного

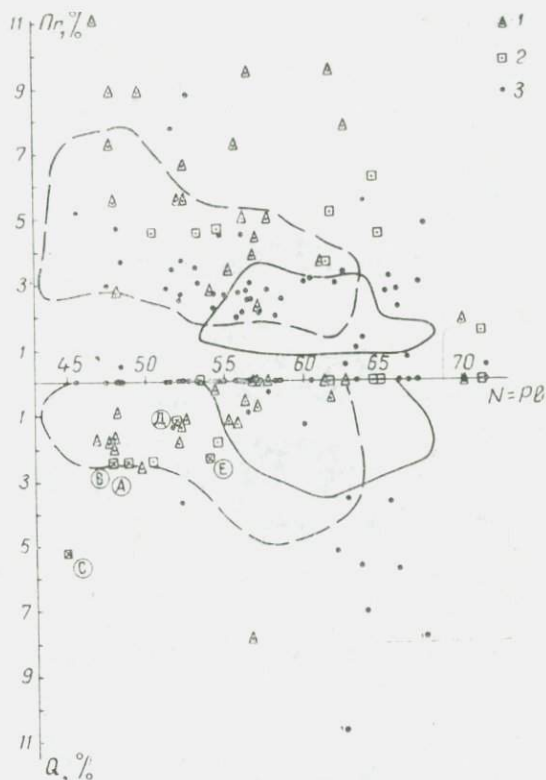


Рис. 3. Вариации содержания нормативных ортоклаза (Or) и кварца (Q) в зависимости от состава нормативного плагиоклаза в породах Адирондакского (1), Моринского (2) и Западно-Латвийского (3) анортозитовых массивов (Buddington, 1939; Philpotts, 1966; Богатиков, Биркис, 1973). Буквами обозначены средние составы пород моринского плутона, по Papezik (1965)

клинопироксена. В адирондакских и некоторых моринских анортозитах содержание клинопироксена выше, чем в джугджурских, а также много нормативного оливина.

Таким образом, можно заключить, что перекристаллизация и метаморфизм североамериканских анортозитов мало изменили их первоначальный валовой состав, повлияв в основном лишь на содержание в них нормативного ортоклаза.

Более ощутимой оказалась разница в содержании элементов-примесей. Если сопоставить среднее содержание последних по типам пород (табл. 14) в Джугджурском, Моринском, Адирондакском и ряде других анортозитовых массивов провинции Гренвилль, то можно увидеть (рис. 6), что только по содержанию цинка и ванадия анортозиты моринской фации Моув близки геранским. Содержание остальных элементов в этой фации, а также в моринской фации Четсей, адирондакских фациях — Вайтфейс и Марси и в метаанортозитах Сент-Урбен и Сент-Винцент значительно ниже. Лишь в габбро-анортозитах Сент-Джон, не подвергшихся метаморфизму и перекристаллизации (рис. 6), концентрации микроэлементов оказались близкими средним значениям в лантарских пироксеновых анортозитах.

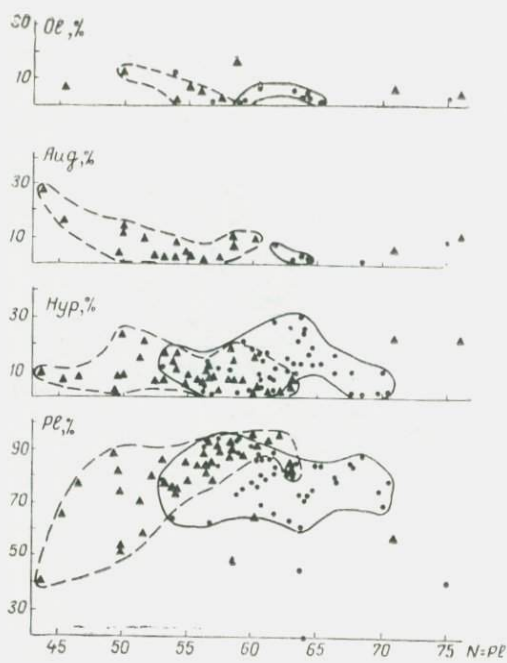


Рис. 4. Вариации содержаний нормативных плагиоклаза (Pl), гиперстена (Hup), клинопироксена (Aug) и оливина (Ol) в зависимости от состава нормативного плагиоклаза в породах лантарской (кружки и сплошная линия) и геранской (треугольники и пунктирная линия) частей Джугджурского анокситового массива (по данным табл. 10—13)

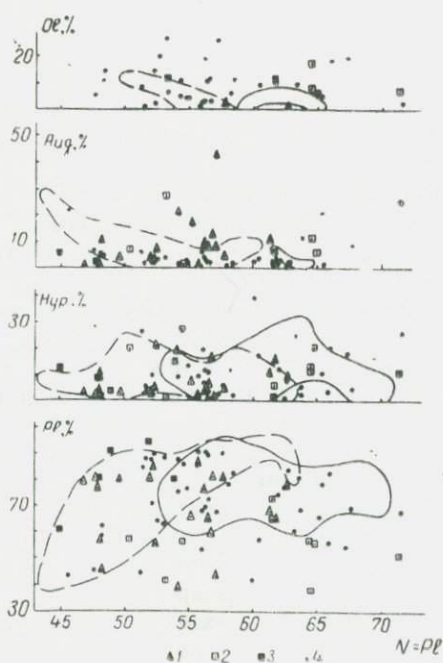


Рис. 5. Вариации содержаний нормативных плагиоклаза (Pl), гиперстена (Hup), клинопироксена (Aug) и оливина (Ol) в зависимости от состава нормативного плагиоклаза в породах Адирондакского (1), Моринского (2, 3) и Западно-Латвийского (4) анокситовых массивов (по Buddington, 1939; Papezik, 1965; Philpotts, 1966; Богатиков, Биркис, 1973)

Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что пониженные содержания элементов-примесей в анортозитовых массивах провинции Гренвилль не являются их первичной особенностью и обусловлены наложенными метаморфическими преобразованиями. Если же обратить внимание на соотношение никеля, кобальта и хрома, а также цинка и ванадия в средних типах пород Джугджурского массива и метаморфизованных плутонов (рис. 6), то можно предположить, что породы моринской фации Моув, Адирондакского массива и Сент-Урбен являются метаморфизованными эквивалентами геранских габброидов, а моринской фации Четсей и массива Сент-Винцент — аналогами лантарской части Джугджурского анортозитового массива. К такому же выводу приводит и сопоставление петрохимических особенностей названных массивов.

По пределам колебаний содержаний элементов-примесей

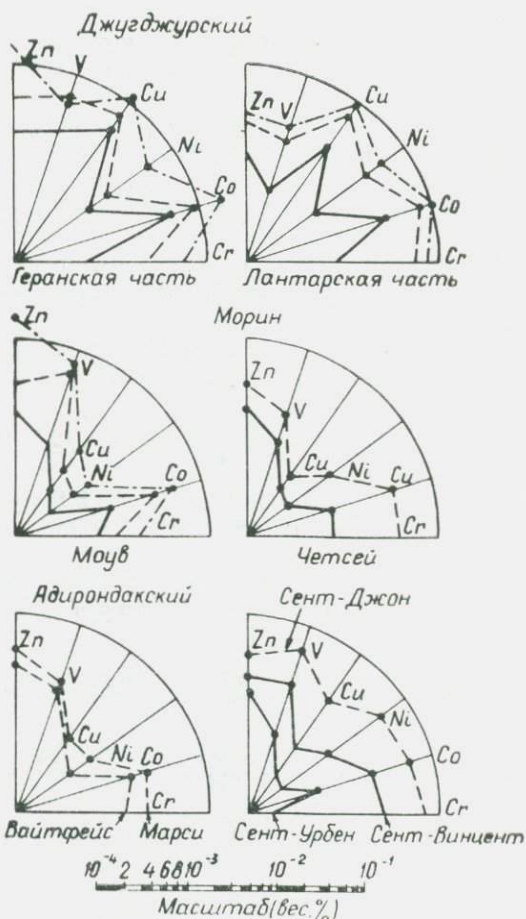


Рис. 6. Диаграммы распределения элементов-примесей в породах анортозитовых массивов хребта Джугджур и южной части провинции Гренвилль (по данным табл. 14). Сплошные линии и заштрихованные участки диаграмм — среднее содержание в анортозитах анхи- и мономинеральных; пунктир — среднее для пироксеновых анортозитов, габбро-анортозитов и анортозитовых габбро; штрих-пунктир — среднее для габбро, норитов, габбро-норитов, пироксенитов. Концы радиусов соответствуют средним содержаниям микроэлементов в основных породах (Виноградов, 1962)

Таблица 14

Средний состав некоторых анортозитовых массивов

Компонент	Джугджурский						Морин						Адирондакский		Сент-Урбен	Сент-Винцент	Сент-Джон
	геранская часть			лантарская часть			фашия Моув			фашия Четсей			фашия Марси	фашия Вайт-фейс			
	А	АП	Г	А	АП	Г	А	АП	Г	А	АП	А	АП	АП	АП	А	А
SiO ₂	52,94	51,77	43,00	52,09	51,25	50,60	54,51	52,66	46,96	54,57	53,69	53,60	52,69	56,90	52,25	49,30	
TiO ₂	0,21	0,92	2,81	0,19	0,25	0,26	0,28	1,30	3,07	0,22	0,28	0,67	1,10	0,20	0,17	0,85	
Al ₂ O ₃	27,38	22,69	13,51	28,57	24,24	23,90	26,52	22,09	15,58	26,65	23,09	23,57	24,13	26,53	26,13	23,6	
Fe ₂ O ₃	1,03	2,57	7,16	0,50	1,46	1,23	0,53	2,21	6,21	0,45	1,57	1,11	1,02	0,24	0,44	2,68	
FeO	1,21	4,28	13,04	1,01	2,95	3,54	1,11	3,46	8,65	1,05	2,99	2,31	2,25	0,60	1,71	4,79	
MnO	0,02	0,08	0,23	0,01	0,05	0,06	0,02	0,06	0,22	0,02	0,06	0,05	0,04	0,01	0,04	0,06	
MgO	1,20	2,76	5,46	0,86	4,94	5,55	0,92	2,80	3,37	0,90	4,08	2,17	1,41	0,18	2,11	3,55	
CaO	10,08	9,18	9,76	10,98	9,64	9,88	9,98	9,72	9,97	9,93	9,52	10,19	10,83	8,49	10,87	9,90	
Na ₂ O	4,33	3,08	2,36	4,14	3,36	3,17	4,72	4,17	3,01	4,69	3,83	4,13	4,55	5,59	3,76	3,72	
K ₂ O	0,70	0,62	0,49	0,42	0,26	0,23	0,75	0,75	0,86	0,72	0,54	0,96	0,83	0,92	0,69	0,36	
Ni	11	19	73	10	50	81	3	10	7	4	16	12	6	3	14	71	
Co	21	40	82	14	35	47	4	14	20	3	17	10	7	2	9	25	
Cu	58	92	157	35	99	116	4	7	14	4	6	9	8	3	7	30	
Cr	13	65	169	22	178	230	17	46	25	20	119	61	36	4	70	195	
V	47	123	104	10	38	51	19	115	141	18	36	45	42	12	44	120	
Zn	23	51	166	14	28	31	21	42	200	21	39	52	37	18	24	48	

Примечание. Джугджурский массив (по данным табл. 2, 4): А — анхи- и мономинеральные анортозиты; АП — анортозиты пироксеновые; Г — габбро, габбро-нориты, нориты, пироксениты. Массив Морин (Papezik, 1965): А — анортозиты; АП — габбро-анортозиты и анортозитовые габбро; Г — феррогаббро. Адирондакский массив (Papezik, 1965): АП — габбро-анортозиты. Массивы Сент-Урбен, Сент-Винцент, Сент-Джон (Papezik, 1965): А — анортозиты; АП — габбро-анортозиты.

габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии (табл. 15) ближе всего породам геранской части Джугджурского массива. Вариации содержаний микроэлементов в метаанортозитах и метагабброндах Морина менее значительны. Только ванадий и цинк встречаются иногда в наиболее меланократовых породах в максимальных концентрациях, сопоставимых со среднемировыми для базитов. Связано это, вероятно, с интенсивной калишпатизацией, которой подверглись моринские метапороды (Papežik, 1965). Как показывает сравнение концентраций микроэлементов в разной степени гранитизированных среднепротерозойских диабазах бассейна р. Гекундан (рис. 1), именно из-за гранитизации наблюдается резкое уменьшение содержания в них хрома, кобальта и никеля.

Средний состав Джугджурского анортозитового массива (табл. 16) несколько отличается от Моринского и Адирондакского плутонов меньшим содержанием кремния, более высокой глиноземистостью, меньшей натровостью и более низким содержанием калия при сходной железистости. По содержанию элементов-примесей средний моринский состав отличается от джугджурского меньшими концентрациями меди, никеля, кобальта и хрома, но сходен с ним по содержанию цинка и ванадия (табл. 16, рис. 7). Эти различия, как уже отмечалось, правильнее всего связывать с наложенными метаморфическими преобразованиями, которым подверглись североамериканские анортозиты.

Среди жильных габбро-анортозитов со средним составом Джугджурского массива наиболее сходны по глиноземистости и содержанию кремния хорошо известный кеннингит (Buddington, 1939) и анортозит, прорывающий метапороды раннего архея на хребте Джугджур (табл. 16), однако тот и другой содержат несколько больше натрия и калия. Трахитоидный лейкократовый норит, также имеющий магматическое происхождение, оказался более железистым. Жильные габбро-анортозиты близки среднему составу Джугджурского массива и по содержанию элементов-примесей (рис. 7).

По сравнению со средними концентрациями микроэлементов в главных типах пород (Тейлор, 1972) джугджурские анортозиты занимают среднее положение между андезитами и океаническими толентами (рис. 7). В моринских же содержания элементов-примесей оказываются ниже, чем в гранодиоритах, исключая хром, кобальт и ванадий. Но уровень концентрации последних не достигает цифр, характерных даже для андезитов. Подобная специфика анортозитов Морина была бы необъяснимой, если ее считать первичной, а анортозиты — кумулятом, возникшим при фракционировании родоначальной кварцево-диоритовой (андезитовой) магмы (Philpotts, 1966; Грин, 1968), так как большинство из перечисленных элементов выделяется из расплавов на наиболее высокотемпературной стадии, входя

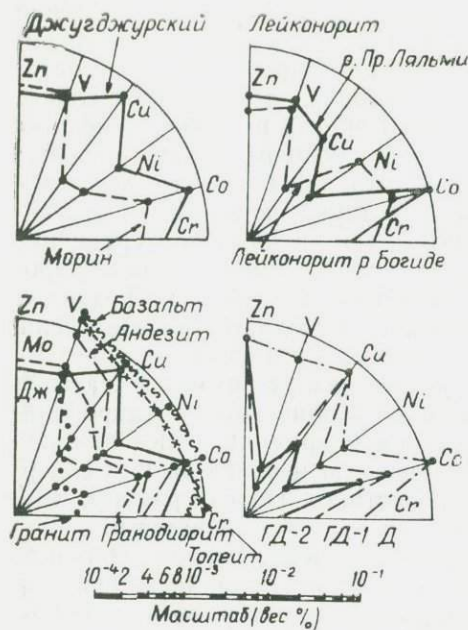


Рис. 7. Диаграммы распределения элементов-примесей в средних составах Джугджурского и Моринского анортозитовых массивов, а также главных типов магматических пород (Тейлор, 1972), в жильных лейконоритах хребта Джугджур и диабазах, подвергшихся гранитизации: Д — диабазы неизмененные, ГД-1 — умеренно гранитизированные диабазы (по данным табл. 16). Концы радиусов соответствуют средним содержаниям микроэлементов в основных породах (Виноградов, 1962)

в состав пироксенов, заполняющих интерстиции между плагиоклазовыми зернами кумулята. Таким образом, из какой бы гипотезы происхождения анортозитов мы ни исходили, установленные концентрации микроэлементов в Моринском плутоне являются далекими от первичных и значительно измененными в результате метаморфических преобразований и калишпатизации.

Интервалы колебания содержаний элементов-примесей и Западной Латвии,

Элемент	Джугджурский						фашия
	геранская часть			лантарская часть			
	А	АП	Г	А	АП	Г	
V	11—200	22—440	18—540	4—23	19—98	23—91	9—47
Cu	18—160	21—230	31—470	13—56	23—310	34—320	1—8
Zn	5—59	24—89	36—360	10—30	13—65	16—48	15—33
Co	6—63	21—76	45—150	5—42	19—66	27—71	2—8
Ni	3—23	6—44	7—220	4—21	23—96	28—210	1—10
Cr	1—32	3—240	1—730	3—78	48—420	58—420	6—42

Примечание. Джугджурский массив (по данным табл. 2, 4): Г — габбро, габбро-нориты, нориты, пироксениты. Массив Морин (по Рарезик, феррогаббро. Габбро-норит-анортозитовый комплекс Западной Латвии Г — габбро-нориты, троктолиты, плагиоклазовые перидотиты.

Для многих автономных анортозитовых массивов установлено (Anderson, Morin, 1969), что составы слагающих их ортопироксенов и плагиоклазов, как и в расслоенных габброидных интрузивах, обнаруживают прямую корреляцию, но отношение En/An в большинстве анортозитовых проявлений оказывается намного выше (рис. 8). Объясняется это либо окислением первичных магматических анортозитов в процессе последующей метаморфической переработки (согласно параллельно протекавшим реакциям: $3Fe_2SiO_4 + O_2 = 2Fe_3O_4 + 3SiO_2$; $Mg_2SiO_4 + SiO_2 = MgSiO_3$), либо происходившим при метаморфизме обогащением ортопироксена энстатитом за счет магнийсодержащего высокотемпературного титаномagnetита ($MgFe_2O_4 + FeSiO_3 = Fe_3O_4 + MgSiO_3$), либо же первоначально высокой окисленностью расплавов, давших анортозиты.

Фигуративные точки ортопироксен-плагиоклазовых пар из пород Джугджурского анортозитового массива на корреляционной диаграмме $En—An$ (рис. 9) располагаются в пределах анортозитового поля и образуют довольно узкую полосу, занимающую секущее положение относительно ортопироксен-плагиоклазового тренда расслоенных интрузивов в области наиболее железистых составов. При этом основность плагиоклазов меняется в среднем от 45 до 65% An .

Таким образом, большинство разностей джугджурских анортозитов соответствует отмеченной выше анортозитовой тенденции и обнаруживает более высокое значение En/An отношения, чем в расслоенных габброидных массивах. Однако в области железистых составов они подобны расслоенным интрузивам, а в наиболее железистых породах ($En < 50\%$) отношение En/An в них оказывается даже несколько ниже.

Таблица 15

в породах анортозитовых массивов Джугджурский, Морин п. 10^{-4} вес. %

Морин				Западная Латвия			Среднее в основных породах, по А. П. Виноградову, 1962
Моув		фашия Четсей		А	АП	Г	
АП	Г	А	АП				
30—425	72—210	8—27	21—50	10—100	10—40	10—200	200
3—28	7—17	2—8	3—11	8—70	10—20	10—100	140
20—81	90—347	16—26	19—60	0	0	0—200	130
8—30	12—30	1—5	9—23	0—60	20—30	10—400	45
1—17	3—13	1—7	10—25	5—30	50—60	50—400	160
6—129	3—37	2—51	58—160	5—200	10	5—300	300

А — анхи- и мономинеральные анортозиты; АП — анортозиты пироксеновые; 1965): А — анортозиты; АП — габбро-анортозиты и анортозитовые габбро, Г — (по Богатикову, Биркису, 1973): А — анортозиты; АП — габбро-анортозиты;

Таблица 16

Средний состав Джугджурского, Морин, Адирондакского анортозитовых массивов и состав жильных лейкократовых габброидов, вес. %

Компонент	Джугджурский			Морин (Papezik, 1965)			Адирондакский (Buddington, 1939)	Жильные лейкократовые габброиды		
	геранская часть	лантарская часть	массив в целом	фашиа Моув	фашиа Четсей	массив в целом		К	Л	Б
SiO ₂	51,51	51,59	51,55	52,83	53,98	53,21	53,40	52,13	53,08	52,40
TiO ₂	0,91	0,23	0,57	1,14	0,26	0,85	0,77	0,50	0,27	0,14
Al ₂ O ₃	22,92	25,97	24,44	22,83	24,28	23,31	23,96	24,15	21,73	23,85
Fe ₂ O ₃	2,57	1,08	1,82	2,00	1,20	1,73	0,91	0,90	1,53	1,28
FeO	4,26	2,17	3,21	3,15	2,34	2,88	3,02	3,43	5,48	2,75
MnO	0,08	0,03	0,06	0,06	0,05	0,06	—	—	0,08	0,05
MgO	2,66	3,13	2,89	2,38	3,02	2,59	1,88	2,42	3,92	4,18
CaO	9,34	10,18	9,76	9,79	9,66	9,75	9,85	10,36	9,22	9,25
Na ₂ O	3,23	3,67	3,45	4,25	4,12	4,20	4,17	4,31	2,87	4,32
K ₂ O	0,63	0,32	0,47	0,75	0,60	0,70	0,80	1,25	0,37	0,67
Ni	21	34	27	8	12	9	—	—	8	40
Co	39	27	33	12	12	12	—	—	44	18
Cu	90	73	86	7	5	6	—	—	25	5
Cr	62	130	96	38	86	54	—	—	29	59
V	111	27	69	93	30	72	—	—	63	53
Zn	53	22	37	45	33	41	—	—	36	23

Примечание. Средний состав джугджурских анортозитов определен по данным А. М. Ленникова (1968) и табл. 14, из расчета: 50% составляет геранская часть (15% А, 80% АП, 5% Г), 50% — лантарская (40% А, 60% АП). Жильные лейкократовые габброиды; К — кеннингит (Buddington, 1939); Л — лейкократовый норит, обр. А-20/171, хребет Джугджур, верховья р. Правая Ляльми; Б — лейкократовый норит (габбро-анортозит), обр. Г-39/227, хребет Джугджур, верховья ключа Стланиковый (правый приток р. Богидэ).

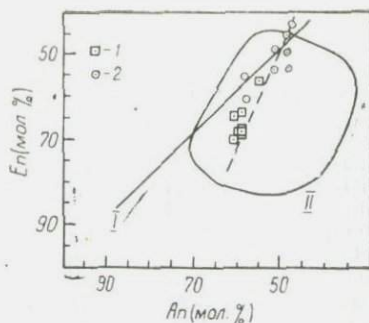
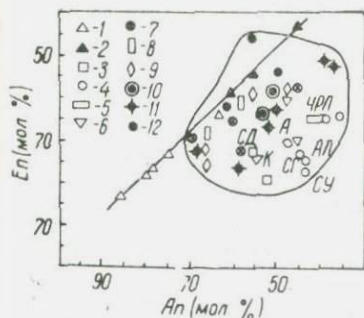


Рис. 8. Соотношение составов сосуществующих плагиоклазов и ортопироксенов в породах расслоенных массивов Стиллиутера (1), Скергаарда (2), по Anderson, Morin (1969), и автономных анортозитовых массивов лабрадорского (3) и андезитового (4) типов, по Anderson, Morin (1969): СД — Сент-Джон, К — Кадавур, СУ — Сент-Урбен, СГ — Сан-Габриэль, АЛ — Аллард-Лейк, А — Адирондак, ЧР — Чети-Рич, Л — Лабривилль; Аллард-Лейк (5), по Hargraves (1962); Морин: (6), по Papezik, 1965; (7), по Philpotts (1966); Ахвенисто (8), по Savolahti (1966); Анабарского (9), по Вишневскому и др. (1974); Западной Латвии (10), по Богатикову, Биркису (1973); Волго-Уральской области (11 — Нурлатский и 12 — Туймазинский массивы), по Богдановой (1974)

Рис. 9. Соотношение составов сосуществующих ортопироксенов и плагиоклазов в габброидах лантарской (1) и геранской (2) частей Джугджурского анортозитового массива (по данным табл. 17). I — линия составов сосуществующих ортопироксенов и плагиоклазов из габброидов расслоенных массивов, по Anderson, Morin, 1969; II — поле составов сосуществующих ортопироксенов и плагиоклазов из пород автономных анортозитовых массивов, по данным рис. 8

Поскольку джугджурские анортозиты представляют собой породы с типичными магматическими структурами и текстурами (Ленников, 1968), предположение о наложенных метаморфических преобразованиях и возрастании в связи с этим En/An отношения отпадает. Подтверждением этому могут служить, во-первых, примерно одна и та же величина коэффициента распределения Fe и Mg (Кр) между орто- и клинопироксенами (за исключением парагенезисов с высококальциевым клинопироксеном) в области составов любой железистости; во-вторых, гораздо более высокие значения Кр, не свойственные даже габброидным интрузивам, не говоря уже о метаморфических образованиях, и, в-третьих, положение клинопироксенового тренда на диаграмме Mg—Fe—Ca (Ленников, 1977), свидетельствующее об исключительно высоких температурах кристаллизации пород анортозитового комплекса. Поэтому смещение ортопироксен-плагиоклазовой корреляционной кривой в сторону более кислых плагиоклазов, обусловленное первичными особенностями состава этих минералов, исходя из экспериментов (Lindsley, Emslie, 1968; Грин 1968), можно расценивать, по-видимому, как результат влияния более высокого давления (более значитель-

Состав ортопироксенов и плагиоклазов из пород

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	51,50	51,68	50,80	50,30	50,38	50,29	52,55
TiO ₂	0,36	0,43	0,18	0,35	0,29	0,36	0,21
Al ₂ O ₃	4,23	3,84	4,43	4,80	4,35	4,35	3,24
Fe ₂ O ₃	0,21	1,21	2,25	4,01	2,27	4,28	0,35
FeO	16,98	16,87	19,12	15,06	16,79	16,09	17,31
MnO	0,26	0,27	0,47	0,25	0,30	0,29	0,32
MgO	23,29	23,27	20,88	23,64	23,54	21,91	24,43
CaO	2,37	1,65	0,96	0,92	1,20	1,81	0,80
Na ₂ O	0,22	0,05	0,08	0,11	0,07	0,08	0,04
K ₂ O	0,02	0,02	Следы	0,11	0,04	0,02	0,01
P ₂ O ₅	—	—	0,29	—	0,24	0,21	0,24
Сумма	99,44	99,41	99,46	99,55	99,47	99,69	99,50
En (мол. %)	67,5	67,3	62,9	68,0	67,4	63,5	70,0
Плагиоклаз (мол. % An, по опти- ческим данным)	59—60 (до 83)	60	59—60 (до 83)	60	59	59—63 Ср. 61	58—63 (до 90)

Примечание. Лантарская часть массива: 1 — габбро-норит, обр. 4 — габбро-норит, обр. М-140/517; 5 — габбро-норит, обр. М-136/505; 6 — норит, обр. У-1/3. Геранская часть массива: 9 — лейкократовый габбро-норит, обр. А-5/70; 12 — лейкократовый габбро-норит, обр. А-5/72; 15 — лейкократовый габбро-норит, обр. А-5/59; 16 — лейко-Н₂O±: 8(1,06%); 9(0,83%); 10(0,54%); 11(0,35%). Аналитики Л. А. Авдеев, Ю. С. Чудакова (4); Ж. А. Щека (1—3; 5—8, 12, 13, 15).

ной глубины образования) в момент кристаллизации джугджурских анортозитов, по сравнению с расслоенными массивами Стиллиутера и Скергаарда. Сравнительно же узкий интервал изменения состава плагиоклаза (45—65% An), в отличие от Стиллиутера и Скергаарда (40—75% An), помимо высокого давления (Lindsley, 1969), свидетельствует, видимо, и о кристаллизации первичных габбро-анортозитовых расплавов в очень узком температурном интервале, что подтверждается низким структурным состоянием джугджурских плагиоклазов и крайне слабой неоднородностью их состава в пределах отдельных зерен (Ленников, 1976). В области железистых составов тенденция образования более кислых, чем в малоглубинных комплексах, плагиоклазов нарушается, видимо, из-за возрастания к концу процесса кристаллизации парциального давления летучих в остаточных расплавах, приводящего, согласно экспериментам (Yoder e. a., 1957), при постоянном составе расплава к расширению поля кристаллизации более основных плагиоклазов. Этот же эффект, локально проявившийся в отдельных зонах массива, обусловил возникновение в джугджурских анортозитах мирмецитов с битовнитовым плагиоклазом, а также би-

Таблица 17

Джугджурского анортозитового массива, вес. %

8	9	10	11	12	13	14	15	16
49,15	49,43	50,84	51,09	50,47	50,50	51,00	50,94	51,50
0,41	0,35	0,30	0,33	0,28	0,29	0,49	0,36	0,41
3,65	1,98	2,15	2,81	2,41	1,89	1,93	1,32	2,39
1,56	1,44	0,00	0,30	1,63	0,50	0,83	0,53	1,05
20,48	25,06	25,68	24,94	23,10	25,31	22,89	24,16	18,58
0,35	0,44	0,54	0,49	0,36	0,48	0,28	0,43	0,37
18,94	14,02	15,84	14,11	18,51	16,13	19,10	18,34	21,16
3,70	5,52	3,17	4,71	2,77	4,33	2,78	3,23	3,81
0,02	0,10	0,18	0,09	0,07	0,09	0,14	0,06	0,16
0,02	0,13	0,09	0,01	0,04	0,01	0,01	0,01	0,03
0,26	0,28	0,29	0,27	0,28	0,36	0,21	0,30	—
99,60	99,58	99,67	99,50	99,92	99,89	99,66	99,68	99,46
56,0	43,2	49,2	44,9	54,0	47,9	55,5	53,1	60,3
52—59	45—50	45—51	44—52	52	50—53	56—60	44—50	56—62
Ср. 55	Ср. 47	Ср. 48	Ср. 48		Ср. 52	Ср. 58	Ср. 48	Ср. 58

М-91/367; 2 — норит, обр. М-140/516; 3 — габбро-норит, обр. М-137/508; габбро-норит, обр. М-110/440; 7 — норит, обр. М-74/325; 8 — лейкократовый норит, обр. А-5/75; 10 — лейкократовый норит, обр. А-5/61; 11 — лейкократовый норит, обр. А-5/72; 12 — лейкократовый габбро-норит, обр. А-20/171; 14 — анортократовый норит грубозернистый, обр. Г-3/328. Дополнительно определена нина (16); З. Л. Мукосеева (14); Е. А. Лаговская и С. П. Славкина (9—11);

товнитовых и лабрадор-битовнитовых реакционных кайм по границам плагиоклазовых зерен (Ленников, 1968).

Фигуративные точки ортопироксен-плагиоклазовых пар из остальных анортозитовых проявлений (рис. 1, 2) располагаются частично в пределах поля джугджурских анортозитов, и можно предположить, что большая часть из них сформировалась в сходной термодинамической обстановке. Однако многие значительно отклоняются в сторону еще больших значений En/An отношения. Причиной этого, помимо возможного окисления и перераспределения магния между титаномагнетитом и ортопироксеном при метаморфизме первично магматических анортозитов (Anderson, Morin, 1969), несомненно, является значительное поокисление плагиоклазов благодаря калишпатизации, а также в связи с метаморфической перекристаллизацией и возникновением в метаморфизованных анортозитах богатого кальцием пироп-альмандинового граната и более кальциевого клинопироксена. Даже в анортозитах Лабриевилля, для которых предполагается кристаллизация из андезитовых расплавов, обладавших первоначально высокой окисленностью (Anderson, 1966; Anderson, Morin, 1969), едва ли можно считать равновесными магне-

значительный ортопироксен En_{65} и плагиоклаз An_{37} , так как там же сохраняются местами реликты плагиоклаза An_{55} . В расположенных же по соседству сиенитах плагиоклазу An_{38} соответствует гораздо более железистый ортопироксен En_{43} (Anderson, 1966). Для аноктозитов Лабриевилля характерны интенсивная межзерновая калишпатизация и обычно антипертитовый плагиоклаз. Предельную величину En/An отношения обнаруживает и большинство метааноктозитов Адирондака и Морина (Buddington, 1939; Papezik, 1965). Причем при одной и той же железистости ортопироксена в наименее метаморфизованных породах этих массивов развиты гораздо более основные плагиоклазы (Philpotts, 1966). С наложенными метаморфическими преобразованиями первичных магматических аноктозитов связана, по-видимому, и повышенная окисленность ильменитов ряда аноктозитовых массивов моринской серии (Anderson, Morin, 1969).

Несколько слов следует сказать о лабрадоровом и андезиновом типах аноктозитов, впервые выделенных Модслеем в массиве Сент-Урбен (Mawdsley, 1927), которым иногда придается самостоятельное значение и предполагается разный генезис (Anderson, Morin, 1969): лабрадоровые аноктозиты считаются более древними образованиями, более высокотемпературными и являются источником аноктозитов андезинового типа, выплавляющихся из них. Сравним составы ортопироксенов и плагиоклазов (Ленников, 1976) апикальной — геранской и более глубокой — лантарской частей Джугджурского аноктозитового массива (геранские: ортопироксен En_{37-61} , плагиоклаз $An_{38-63}Og_{3-7}$; лантарские: ортопироксен En_{56-71} , плагиоклаз $An_{54-66}Og_{1-2}$) с постулируемыми (Anderson, Morin, 1969) для андезинового (En_{65-77} ; An_{23-48} , Og_{6-25}) и лабрадорового (En_{68-80} ; $An_{45-63}Og_{2-3}$) типов аноктозитов.

Итак, лантарские аноктозиты очень схожи с лабрадоровым типом и несколько менее геранские — с андезиновым. Причем гораздо более узкий интервал колебания составов ортопироксенов в лабрадоровом и андезиновом типах легко объясняется крайней слабой изученностью их химизма в североамериканских аноктозитах, а более кислый состав плагиоклаза андезиновых аноктозитов и более высокая их калиевоность — отнесением к этому типу интенсивно калишпатизированных аноктозитов Росленда (Herz, 1969). Таким образом, выделяемые андезиновый и лабрадоровый типы аноктозитов самостоятельного значения, возможно, не имеют, а являются метаморфизованными и гранитизированными аналогами геранских и лантарских аноктозитов, представляющих собой неодинаково эродированные части одного и того же массива (Ленников, 1968). Не исключено поэтому, что и среди североамериканских аноктозитов к лабрадоровому и андезиновому типам относятся всего лишь по-разному вскрытые эрозией крупные аноктозитовые плутоны.

ЛИТЕРАТУРА

- Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива. — Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 85—99.
- Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М., «Наука», 1973, 138 с.
- Богатиков О. А., Биркис А. П. Анортозитовые провинции СССР и их минералогическо-петрохимические особенности. — Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 5—20.
- Богданова С. В. Анортозиты Волго-Уральской области. — Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 57—69.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 2, с. 555—571.
- Вишневский А. Н., Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита. — Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., «Наука», 1974, с. 55—68.
- Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Л., «Наука», 1968, 333 с.
- Глуховский М. З., Павловский Е. В. К проблеме ранних стадий развития Земли. — «Геотектоника», 1973, № 2, с. 3—7.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. — Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 228—255.
- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. Т. 4, М., «Мир», 1966, 482 с.
- Залищак Б. Л., Недашковский П. Г., Абисалов Э. Г. Улканский и ныгваганский гранитоидные комплексы бассейна верхнего течения р. Учур. — Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 103—119.
- Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. — АКД. Владивосток, 1973, 23 с.
- Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 5, с. 47—61.
- Кастрыкина В. М. Петрология сутамского метаморфического комплекса. — АКД. М., 1974, 30 с.
- Козырева И. В. Гранатовые амфиболиты Удско-Майского грабена (Становая зона). Петрология и петрохимия магматических и метаморфических пород Дальнего Востока. Владивосток, 1975, с. 209—231.
- Коренбаум С. А., Ленников А. М. Оталькование оливинов и пироксенов в анортозитах и габброидах Джугджура. — Сообщение ДВФ СО АН СССР, сер. геол., 1965, в. 24, с. 27—34.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. — Труды ИГЕМ, 1957, в. 15, 84 с.
- Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., «Наука», 1968, 160 с.
- Ленников А. М. Вопросы генезиса метаморфических пород джугджурской части Становой складчатой области и особенности составов слагающих их гранатов, биотитов и амфиболов. — Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток, 1973, с. 33—50.
- Ленников А. М. Анортозиты Джугджура и ассоциирующие породы. — Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 100—112.
- Ленников А. М. Плагноклазы и пироксены джугджурских анортозитов. — Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977.
- Ленников А. М. Состав и структурное состояние плагноклазов джугджурских анортозитов. — Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 136—147.

- Маракушев А. А. Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М., «Наука», 1965, 327 с.
- Недашковский П. Г., Ленников А. М. Особенности минералогии и геохимии гранитоидов вулканского комплекса.—Магматические породы Дальнего Востока. Владивосток, 1973, с. 236—261.
- Рабкин М. И., Климов Л. В. Анортозиты Анабарского щита.—Труды НИИГА, 1958, 86, в. 8, с. 55—68.
- Тейлор С. Геохимия андезитов.—Распространенность элементов в земной коре. М., «Мир», 1972, с. 16—39.
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыков С. И. К геохронологии юга Сибирской платформы.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1, с. 21—36.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Высокоглиноземистый базальт, механизм его плавления и кристаллизации на больших и малых глубинах.—«Геохимия», 1971, № 9, с. 1008—1016.
- Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б. Плавление и кристаллизация кварцевого толента при высоких давлениях и эволюция толентовых магм в глубинных условиях.—«Геохимия», 1972, № 4, с. 428—436.
- Anderson A. T. Mineralogy of the Labrieville anorthosite Quebec.—*Amer. Miner.*, v. 51, No. 11—12, 1966, p. 1671—1711.
- Anderson A. T., Morin M. Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust.—«*Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.*», 1969, No. 18, p. 57—69.
- Buddington A. F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism.—«*Geol. Soc. Amer. Mem.*», 7, 1939, 354 p.
- Buddington A. F. Adirondack anorthosite series.—«*Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.*», 1969, No. 18, p. 215—231.
- Hargraves R. B. Petrology of the Allard Lake anorthosite, Quebec.—«*Geol. Soc. Amer. Buddington Volume*», 1962, p. 163—189.
- Herz N. The Rosland alkalic anorthosite massif, Virginia.—«*Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.*», 1969, No. 18, p. 357—368.
- Lindsley D. H. Melting relations of plagioclase at high pressures.—«*Mem. N. Y. State Mus. Sci.*», 1969, No. 18, p. 39—46.
- Lindsley D. H., Emslie R. F. Effect of pressure on the boundary curve in system diopside—albite—anorthite.—*Carnegie Inst. Wash. Yb.* 66, 1968, p. 479—480.
- Mawdsley J. B. St. Urbain area, Chatlevoix district, Quebec.—«*Geol. Survey Canada. Mem.*», 152, 1927, 58 p.
- Papezik V. S. Geochemistry of some Canadian anorthosites.—«*Geoch. et Cosm. Acta*», 1965, v. 29, No. 6, p. 673—710.
- Philpotts A. R. Origin of the anorthosite—mangerite rocks in southern Quebec.—«*J. Petrol.*», 1966, v. 7, No. 1, p. 1—64.
- Savolahti A. The differentiation of gabbro-anorthosite intrusions and the formation of anorthosites.—«*Bull. Comm. Geol. Finlande*», 1966, No. 222, p. 173—197.
- Yoder H. S., Stewart D. B., Smith J. R. Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Wash. Yb.* 56, 1957, p. 206—214.
- Yoder H. S. Experimental studies bearing on the origin of anorthosite.—«*Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv.*», 1969, No. 18, p. 13—22.

ИРИЗИРУЮЩИЕ ПЛАГИОКЛАЗЫ ДЖУГДЖУРСКИХ АНОРТОЗИТОВ

А. М. Ленников

В пределах Джугджуро-Станового анортозитового пояса иризирующие плагиоклазы установлены в габброидах Джугджурского (Ленников, 1968), Каларского (Баженова, 1974), Верхнеундытканского и ряда других более мелких анортозитовых массивов. В пределах Джугджурского анортозитового массива, в его наименее эродированной геранской части, которая по обилию выходов иризирующих разновидностей анортозитов и разнообразию оттенков иризации вполне может быть сравнима со знаменитыми волынскими анортозитами, они развиты больше всего.

Особенно широко иризирующие разновидности анортозитов и габброидов анортозитового комплекса распространены в пределах хребта Геран (1), преимущественно на его северо-восточных (верховья р. Верхняя Сыганджа) и южных склонах (верховья ключа Скалистый и р. Амнус), на левобережье р. Учур (II), в междуречье рек Быстрая, Ляльми-Макит, Ляльми, а также в водораздельной части хребта Джугджур (III), в верховьях рек Магей, Тунум, Нагим (рис. 1). На остальной площади Джугджурского массива иризирующие разновидности анортозитов образуют небольшие реликтовые выходы среди диафторированных (осветленных и сахаровидных) анортозитов на хребте Джугджур (1), в верховьях рек Няндомы, Авланджа и Одора; на правобережье р. Улеска, в ее верхнем течении (2); на левобережье р. Колболок (3); в нижнем течении р. Сорога (4) и в ряде других мест. Практически полностью иризирующие плагиоклазы отсутствуют лишь на востоке лантарской части Джугджурского массива, где развиты розовато-фиолетовые анортозиты повышенной основности (плагиоклазы до № 67 и выше). Жильные анортозиты, иризирующие в фиолетовых тонах, встречены среди раннеархейских метаморфических образований в верховьях р. Лимну (5).

Иризирующие разновидности джугджурских анортозитов представляют собой как крупнозернистые — до гигантозернистых (наиболее крупные, достигающие в длину 30 см, кристаллы плагиоклаза, иризирующего в красноватых тонах, встречены на хребте Геран, в верховьях ключа Скалистый), так и среднезер-

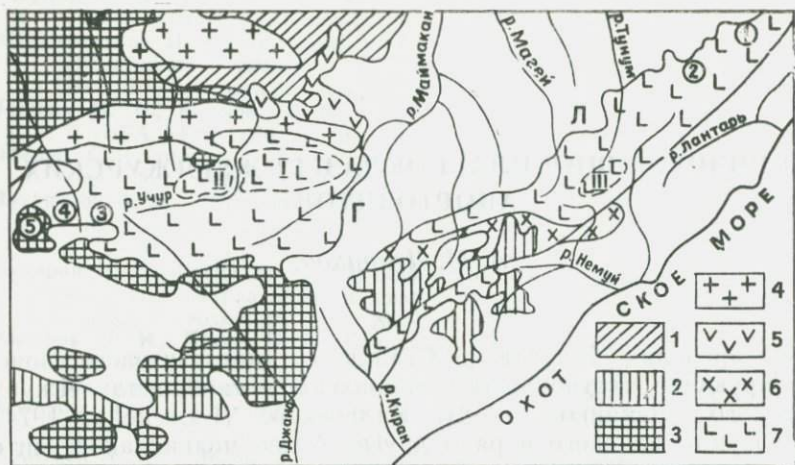


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района развития джугджурских анортозитов. 1 — Вулканогенно-осадочные образования среднего протерозоя (Pt_2); 2 — Становой комплекс. Метаморфические породы верхнего архея (Ar_2); 3 — Чогарский комплекс. Метаморфические породы нижнего архея (Ar_1); 4 — Улканский комплекс гранитоидов (Pt_2); 5 — диабазы (Pt_2); 6 — Древнестановой комплекс гранитоидов (Ar_2); 7 — Джугджурский комплекс анортозитов (Ar_1): Г — геранская и Л — лантарская части Джугджурского анортозитового массива (оконтурены пунктиром участки иризирующих анортозитов). Незаптрихованная площадь — палеозойские, мезозойские и кайнозойские образования разного генезиса. Остальные пояснения в тексте.

нистые массивные породы. Чаще всего они порфировидные; нередко также трахитоидные разности, особенно распространенные в междуречье рек Быстрая, Ляльми. Свойство иризировать обнаруживают и плагиоклазы норитовых, габбро-норитовых и габброидных шлиров, присутствующих среди анортозитов Геранского хребта.

Иризирующие плагиоклазы геранских анортозитов имеют обычно темно-серый, почти черный цвет, однако встречаются и бледноокрашенные разности. Интенсивность их окраски находится в прямой зависимости от количества закономерно ориентированных пластинчатых и игольчатых включений ильменита, пироксена, рутила и шпинели. Иризируют эти плагиоклазы в фиолетовых, оранжевых, желтых, красных и серых тонах разной интенсивности. Обычны зональные узоры иризации, особенно в порфировидных разностях, но встречаются они и в равномернозернистых породах (от крупно- до среднезернистых). Иризация в геранских анортозитах распространена очень широко и если бы не диафторез, которым охвачены значительные площади массива, была бы развита, вероятно, повсеместно.

В лантарской части Джугджурского анортозитового массива иризирующие плагиоклазы, содержащие игольчатые включения пироксена и рутила, преимущественно серые и бледно-ко-

ричные, реже розовато-фиолетовые. Встречаются они несравненно реже, чем в геранских анортозитах, и призируют в ярких фиолетовых и очень бледных голубовато-фиолетовых тонах.

В практическом отношении (как прекрасный облицовочный материал) наиболее ценными являются коренные выходы призирующих порфиroidных анортозитов, а также равномернозернистых, местами трахитондных лейконоритов в верховьях рек Ляльми-Макит, Быстрая и Ляльми (левобережье р. Учур), где встречаются образцы, в которых зерна плагиоклазов, обладающие фиолетовой, оранжевой и зеленой призащией, составляют до 30—50% плоскости одного среза. Заслуживают внимания и порфиroidные с зонально призирующими вкрапленниками анортозиты хребта Геран (верховья рек Верхняя Сыганджа, Амнус и др.). Практически интересными могут оказаться и крупные глыбы (до 2 м в поперечнике, иногда более) призирующих анортозитов из моренных отложений, размываемых р. Учур (особенно между его правыми притоками — реками Левый Гекундан и Эльдаму-Макит).

Выделяются следующие типы пород с призирующими плагиоклазами:

1. Грубозернистые, крупно- и гигантозернистые анортозиты — верховья р. Быстрая и ключа Скалистый.

2. Трахитондные анортозиты, лейкократовые нориты и габбро-нориты, образующие крупные тела (горизонты мощностью 1—1,5 м и более) среди грубозернистых анортозитов типа 1, — верховья р. Ляльми.

3. Лейкократовые нориты, аналогичные типу 2, но содержащие вкрапленники плагиоклаза более высокой основности (обломки грубозернистых анортозитов типа 1), — верховья р. Ляльми.

4. Лейкократовые нориты и габбро-нориты, образующие небольшие шилы (3—10 см в поперечнике) в грубозернистых анортозитах типа 1, — хребет Геран.

5. Порфиroidные грубозернистые анортозиты (аналоги типа 1), подвергшиеся высокотемпературному протеклазу, предшествовавшему внедрению меланократовых оливиновых габброидов с ильменитом и титаномагнетитом и формированию апатит-ильменит-титаномагнетитовых рудных тел, — верховья р. Верхняя Сыганджа.

6. Лейкократовые нориты (аналоги типа 2), подвергшиеся высокотемпературному протеклазу, — верховья р. Ляльми-Макит.

7. Вкрапленники зонально призирующих кристаллов плагиоклаза и их фрагментов (продукты дезинтеграции анортозитов типов 1 и 5) в меланократовых среднезернистых норитах и габбро-норитах — р. Быстрая.

О составе плагиоклазов, слагающих эти породы, дает представление табл. 1. В порфиroidных анортозитах присутствуют

два типа плагиоклазов: крупные выделения лабрадора (№ 56—63) — зонально иризирующие вкрапленники и их фрагменты и более мелкозернистый агрегат неиризирующих кристаллов андезина и андезин-лабрадора (№ 45—54), слагающий основную массу породы. По границам их зерен иногда образуется основной мирмекит, в плагиоклазе которого может содержаться до 90% Ап. На границе включений кварца и авгита в лабрадоровом плагиоклазе, а также по периферии зерен лабрадора, соприкасающихся с выделениями ромбического пироксена, не менее основной плагиоклаз слагает реакционные каймы (Ленинников, 1968). Несколько однороднее состав плагиоклазов в трахитоидных лейкократовых габброндах и их разностях, подвергшихся высокотемпературному протеклазу (№ 50—63). Более же всего различаются по составу вкрапленники зонально иризирующих лабрадоров (№ 56—63) и не обладающие иризирующей плагиоклазы вмещающих их среднезернистых норитов и габбро-норитов (№ 36—50).

Состав отдельных участков зерен иризирующих плагиоклазов и их оптическая упорядоченность также непостоянны (табл. 1). Максимальные различия в основности (если не считать каймы и пятна деанортитизации, плагиоклаз которых не иризирует) составляют в одном зерне 7% Ап, а наибольшая разница в оптической упорядоченности между отдельными зонами равна 0,4. Наиболее кислые плагиоклазы (№ 49—53) гигантозернистых анортозитов хребта Геран (сбр. Г—1/301), иризирующие в бледных красновато-фиолетовых тонах, менее упорядочены (0,65—0,75), чем лабрадоры (№ 56—63) из среднезернистых анортозитов (0,7—0,9), интенсивно иризирующие в индигово-синих, зеленых и оранжевых тонах. Однако предельную разупорядоченность (0,0—0,3) обнаруживают лабрадор-битовнитовые и битовнитовые плагиоклазы из реакционных кайм и мирмекитовых зон. Какой-либо закономерной связи основности и упорядоченности в пределах отдельных иризирующих зерен плагиоклаза также не устанавливается.

Иризирующие плагиоклазы Джугджурского анортозитового массива по основности (№ 49—63) и оптической упорядоченности (0,3—1,0) аналогичны, в целом, плагиоклазам других анортозитовых проявлений. Лабрадоры Вольни, например (Крамаренко, 1975), варьируют по основности от 52,5 до 61,5% Ап при максимальной разнице отдельных участков в пределах одного зерна до 6% Ап. При этом оптическая упорядоченность меняется в них от 0,4 до 0,85, предельно колеблясь в одном зерне от 0,5—0,6 в более основных зонах до 0,75—0,85 в менее основных. Зерна разной основности из различных образцов могут иметь сходную упорядоченность, так что прямая корреляционная зависимость основности и упорядоченности устанавливается только в пределах отдельных зерен плагиоклаза, да и то далеко не во всех. Реакционные новообразованные плагиоклазы

Оптическая ориентировка, состав и упорядоченность иризирующих плагиоклазов из пород Джугджурского анортозитового массива

№ пл	№ обр.	Состав плагио-клаза в образце	Окраска иризации образца в целом	Место измерения в иризирующем зерне	⊥ (010)			Ап, %	Степень упорядоченности	Место взятия образца
					Ng	Nm	Np			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Геранская часть										
1	A-5/75	(п) 56—63 (о) 45—50	Зональная, фиолетовая, фиолетово-синяя, зеленовато-синяя и зеленая Не иризирует	Центр зерна	32	67	69	63	0,85	Верховья р. Верхняя Сыганджа
				Зона	28	69	73	56	0,9	
				Край зерна	26	68	78	50	0,8	
2	A-5/67	(п) 51—62 (о) 45—50	Оранжево-желтая и оранжевая Не иризирует	Центр зерна	32	61	77	54	0,3	Там же
				Зона	32	60	80	51	0,3	
				Край	28	65	79	50	0,7	
3	A-5/61	(п) 53—60 (о) 45—50	Красновато-фиолетовая Не иризирует Не иризирует	Центр зерна 1	30	69	70	60	1,0	»
				Край	30	68	71	59	0,9	
				Кайма	26	67	79	49	0,75	
				Центр зерна 2	27	66	78	50	0,7	
				Край	26	66	80	48	0,7	
4	A-5/72	(п) 56—61 (о) 44—50	Фиолетовая, фиолетово-синяя Не иризирует	Центр зерна	36	60	72	61	0,4	»
				Край	28	64	81	48	0,5	
5	A-5/70	(п) 60—65 (о) 45—52	Фиолетовая, красная, оранжевая Не иризирует	Центр зерна: участок 1	33	64	71	60	0,65	»
				участок 2	33	66	69	63	0,8	
				Край	30	64	77	52	0,75	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11					
6	А-5/59	(п) 53—62 (о) 44—50	Фиолетово-красная, оранжевая, зеленая, желто-зеленая, синяя Не иризирует	Центр зерна 1	29	69	71	58	1,0	Верховья р. Верхняя Сыганджа					
				Зона	27	69	74	54	1,0						
				Центр зерна 2	30	64	77	53	0,6						
				Зона	32	61	78	53	0,4						
				Зерно с мирмекитом	30	63	78	52	0,5						
				Мирмекит	47	54	65	79	0,0						
				7	Г-1/301	49—55	Красновато-фиолетовая Не иризирует	Центр зерна	28		65	79	49	0,65	Верховья кюча Ска- листый
								Край	28		66	77	53	0,75	
								Кайма	32		62	76	55	0,5	
				8	Г-1/306	55—59	Фиолетовая, фиолетово-синяя	Центр зерна	36		59	74	59	0,35	Там же
Край	32	62	76					55	0,5						
9	Г-3/327	56—58	Фиолетовая, фиолетово-синяя	Центр зерна	33	61	76	58	0,4	Верховья р. Быстрая					
				Край	37	60	74	58	0,3						
10	Ч-11/79	(п) 56—60 (о) 36—50	Фиолетовая, фиолетово-синяя	Порфиновый вкрапленник в среднезернистом норите:											
				центр зерна	32	65	72	60	0,7						
				край зерна	19	71	88	37	0,7						
				Зерно из основной массы норита								Р. Быстрая			
				вблизи порфиrowого вкрапленника	22	68	88	38	0,5						
				Лейст плагноклаза из основной массы:											
Не иризирует	центр	30	62	80	50	0,4									
	Не иризирует край	20	70	90	36	0,5									

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
11	Ч-11/78	(п) 56—60 (о) 36—50	Фиолетовая, фиолето- во-синяя	Порфиновый вкрап- ленник в средне- зернистом порите:						
			Не иризирует	центр зерна	33	62	74	58	0,45	Р. Быстрая
			Не иризирует	Край зерна	23	68	84	43	0,6	
				Зерно из основной массы порита	20	71	85	40	0,8	
12	А-9/139	49—57	Фиолетовая, фиолето- во-синяя	Центр зерна	34	61	74	57	0,4	Р. Учур близ устья р. Пастух
			Не иризирует	Край зерна	32	61	78	53	0,4	
			Не иризирует	Зона мirmekита	46	61	58	90	0,3	
			Не иризирует	Небольшой лейст:						
				центр	29	66	75	54	0,75	
				край	28	65	79	50	0,65	
13	А-11/146	52—59	Бледно-зеленая, фио- летовая, фиолето- во-синяя	Центр зерна	28	69	73	56	0,9	Р. Учур, близ устья р. Эльдаму- Макит
				Край зерна	29	70	70	59	1,0	
14	Г-50/348	56—63	Индигово-синяя	Центр зерна	31	73	65	57	0,7	Верховья р. Ляльми- Макит
				Край зерна	32	68	68	63	0,9	
15	Г-50/349	56—63	Зеленая, желто-зеле- ная, оранжевая	Центр зерна	28	69	73	56	0,9	Там же
				Край зерна	33	64	71	62	0,7	
16	А-20/172	50—56	Фиолетовая, фиолето- во-синяя	Центр зерна	33	61	75	56	0,4	Верховья р. Правая Ляльми
17	А-20/171	50—56	Фиолетовая, фиолето- во-синяя	Центр зерна	27	68	76	53	0,9	Там же
				Край зерна	25	69	77	50	0,9	
18	А-20/170	50—56	Фиолетовая, фиолето- во-синяя	Центр зерна	31	63	76	55	0,6	Там же
				Край зерна	31	62	78	53	0,5	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
19	Ч-28—251	42—52	Бледная фиолетово-синяя Не иризирует	Центр зерна Зона Край Кайма	26 26 28 28	67 68 64 62	78 77 86 87	50 51 44 42	0,7 0,8 0,3 0,3	Р. Ляльми близ устья р. Правая Ляльми
20	Д-200	52—56	Фиолетовая, фиолетово-синяя	Центр зерна Край	29 28	66 68	75 74	54 55	0,8 0,9	Левобережье р. Левый Колболок
21	Г-46/280	48—53	Синевато-фиолетовая	Центр зерна Край	30 22	64 72	77 78	53 48	0,6 1,0	Верховья р. Уян
Лантарская часть										
22	У-1/2	52—55	Голубовато-фиолетовая	Центр зерна 1 Край зерна 1 Центр зерна 2 Край зерна 2	31 31 30 29	63 62 65 65	76 78 75 77	55 52 55 53	0,6 0,5 0,6 0,6	Верховья р. Улеска
23	У-1/3	52—55	Голубовато-фиолетовая	Центр зерна Край зерна	35 30	61 63	73 78	59 53	0,5 0,55	Там же
24	Л-8/32	(п) 52—59 (о) 45—50	Фиолетовая, фиолетово-синяя, зеленая Не иризирует Не иризирует Не иризирует	Центр зерна Край Небольшое зерно: центр Край	32 28 22 21	65 65 72 72 75	72 80 78 78 76	59 49 47 48 48	0,7 0,6 1,0 1,0	Верховья р. Няндама
25	Л-10/63	48—55	Фиолетовая	Центр зерна Край	29 23	64 70	79 79	51 48	0,6 1,0	Там же

Примечание. Оптическая упорядоченность плагиоклазов и их состав определены по положению точек выходов двойниковых осей альбитового закона с помощью диаграммы А. С. Марфунина (1962), продолженной в область составов до 100% Ап и дополненной с учетом нового фактического материала Ю. В. Ванде-Кирковым (1974). Состав плагиоклазов порфириковых вкрапленников (п) и основной массы (о). Состав плагиоклазов определен в порфириовидных анортозитах пироксеновых (1—6); гигантозернистом анортозите (7); крупнозернистых анортозитах (8, 9); среднезернистых норитах, содержащих вкрапленники зонально иризирующих лабрадоров (10,11); среднезернистых анортозитах (13—15); лейкократовых норитах и габбро-норитах (16—19, 22, 23); норитах и габбро-норитах (12, 20, 21, 24, 25).

(не обладающие призрацией), развивающиеся по первичным в виде кайм и пятен, часто (за некоторыми исключениями) в случае их более высокой основности, чем в первичных плагиоклазах, оказываются менее упорядоченными (до 0,25).

Примерно такая же зависимость между основностью и оптической упорядоченностью обнаруживается в плагиоклазах анортозитов Западной Латвии (Богатиков, Биркис, 1973). В зонально призирующих реликтовых фенокристаллах из Адирондака (Woone e. a., 1969) предельная разница в основности отдельных зон составляет 12% Ап (Ap_{52} — Ap_{64}), а структурное состояние, определенное рентгеновским методом, оказалось близким к промежуточному и несколько более высоким в менее основных зонах.

Судя по данным рентгеновской съемки (табл. 2; Ленников, 1976), призирующие плагиоклазы Джугджурского анортозитового массива по особенностям структурного состояния близки плагиоклазам других анортозитовых проявлений (Romey, 1969). Их упорядоченность, определенная по диаграмме Слеммонса (Slemmons, 1962), составляет 70—100%, но в большинстве случаев оказывается ниже, чем в плагиоклазах, не обнаруживающих призрации (Ленников, 1976). Другая характерная особенность джугджурских призирующих плагиоклазов — их повышенная калиевость (2,2—6,1% Ог, табл. 2). При этом более калиевые плагиоклазы оказываются, как правило, и несколько менее упорядоченными. Это согласуется с предположением о связи Al—Si разупорядоченности в плагиоклазах с содержанием Ог в твердом растворе (Wambauer e. a., 1967) и, вероятно, не свидетельствует о более высокотемпературном генезисе менее упорядоченных плагиоклазов. Подобное замечание справедливо, по-видимому, и в отношении вариаций оптической упорядоченности призирующих плагиоклазов (см. выше).

Как следует из табл. 2 и рис. 2, составы джугджурских призирующих плагиоклазов четко ограничены интервалом $Ap_{50}Og_{3-6}$ — $Ap_{60}Og_{2-3}$. Не призируют плагиоклазы кислее Ap_{50} с такой же либо более высокой калиевостью, а также с основностью от Ap_{54} до Ap_{67} и содержанием Ог менее 2%. Примерно в этот же интервал составов попадают призирующие плагиоклазы других анортозитовых массивов (Smith, 1974). Умеренно калиевым джугджурским близки, например, волынские (Крамаренко, 1975; рис. 3). Такими же оказались плагиоклаз из Найна (Лабрадор) и зонально призирующий фенокристалл из анортозитов купола Орегон в Адирондаке (рис. 3; Smith, 1974; Woone e. a., 1969), отдельные части которого значительно различаются по основности ($Ap_{52,9}$ — $58,5$) и калиевости (Ог 0,3—3,7).

В поле призирующих плагиоклазов (рис. 3) располагается также значительная часть фигуративных точек составов реликтовых фенокристаллов из адирондакских метаанортозитов (особен-

Состав и результаты рентгеновской съемки призмующих плагиоклазов из пород Джугджурского анортозитового массива

№ пп	Номер образца	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Or	Ab	An	$\frac{An \cdot 100\%}{Ab + An}$	$\Delta\theta_1$	$\Delta\theta_2$	Место взятия
		Вес. %				Мол. %					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Геранская часть											
1	A-5/75	9,89	4,75	0,94	6,0	43,6	50,4	53,6	1,80	0,40	Верховья р. Верхняя Сыганджа
2	A-5/67	9,81	4,46	0,74	4,8	43,0	52,2	54,8	1,78	0,42	Там же
3	A-5/61	8,91	4,25	0,82	5,7	43,6	50,7	53,7	1,85	0,35	»
4	A-5/72	11,07	4,06	0,74	4,6	38,1	57,3	60,1	1,85	0,40	»
5	A-20/172	10,81	4,66	0,72	4,1	41,9	54,0	56,3	1,82	0,40	Верховья р. Ляльми
6	A-5/70	9,67	4,75	0,96	6,1	44,2	49,7	52,9	1,80	0,40	Верховья р. Верхняя Сыганджа
7	Ч-975	11,84	4,46	0,50	2,7	39,5	57,8	59,4	1,78	0,40	Р. Учур близ устья
8	A-11/146	10,52	4,75	0,48	2,9	43,7	53,4	55,0	1,81	0,43	р. Эльдаму-Макит
9	Ч-6/404	10,02	5,06	0,65	3,6	46,1	50,3	52,2	1,75	0,43	Р. Учур, устье р. Быстрая
10	A-9/139	10,88	4,66	0,56	3,1	42,3	54,6	56,3	1,82	0,43	Р. Учур близ устья р. Пастух
11	A-5/59a	11,85	4,02	0,46	2,5	37,2	60,3	61,9	1,84	0,31	Верховья р. Верхняя Сыганджа
12	A-5/59б	11,85	4,23	0,23	2,5	38,4	59,1	60,6	1,85	0,33	
13	A-5/59в	10,37	4,60	0,68	4,0	42,7	53,3	55,5	1,80	0,40	
14	Ч-28/251	9,53	4,75	0,48	3,0	45,9	51,1	52,7	1,90	0,40	Р. Ляльми

*G

15	Д-200	10,05	4,86	0,53	3,2	45,1	51,7	53,4	1,78	0,39	Р. Колболок
16	A-35/274	11,51	4,12	0,47	2,6	38,2	59,2	60,7	1,83	0,33	Верховья ключа Скалистый
17	A-8/125	11,65	4,23	0,63	3,6	38,3	58,1	60,3	1,83	0,41	Р. Учур близ устья р. Пастух
18	A-8/137	11,58	4,33	0,38	2,2	39,3	58,5	59,8	1,79	0,40	Там же
Лантарская часть											
19	У-1/2	11,02	4,77	0,38	2,2	42,9	54,9	56,1	1,82	0,35	Верховья р. Улеска
20	У-1/3	11,08	4,73	0,38	2,2	42,7	55,1	56,3	1,84	0,35	

Примечание. Окраска призмации в образцах Ч-975 — фиолетовая, фиолетово-синяя (зональная); Ч-6/404 — фиолетовая, желто-зеленая, сине-зеленая (часто зональная); А-5/59а, А-5/59б — фиолетово-красная, оранжевая (зональная); А-5/59в — зеленая, желто-зеленая, синяя (зональная); Г-39/227 — фиолетовая, фиолетово-красная; А-35/274 — фиолетово-красная (зональная); А-8/125 и А-8/137 — бледная розовато-фиолетовая (зональная). В остальных образцах цвета призмации см. в табл. 1.

Аналитики Л. А. Авдеевина, С. П. Баталова, Ю. С. Чудакова (химлаборатория ДВГИ ДВНЦ АН СССР); А. А. Карабцев (рентгеноструктурный кабинет ДВГИ ДВНЦ АН СССР; снималась область от 19 до 62° 20' на фильтрованном медном излучении при скорости 0,5° в минуту; приборы УРС-50 и ДРОН-1).

$$\Delta\theta_1 = 2\theta_{131} - 2\theta_{131}^-; \Delta\theta_2 = 2\theta_{241}^- - 2\theta_{241}^-$$

Проанализированы плагиоклазы из анортозитов (7, 16), лейкократовых норитов и габбро-норитов (9, 18, 19), порфировых вкрапленников в габбро-норитах (17); остальные — см. примечание к табл. 1.

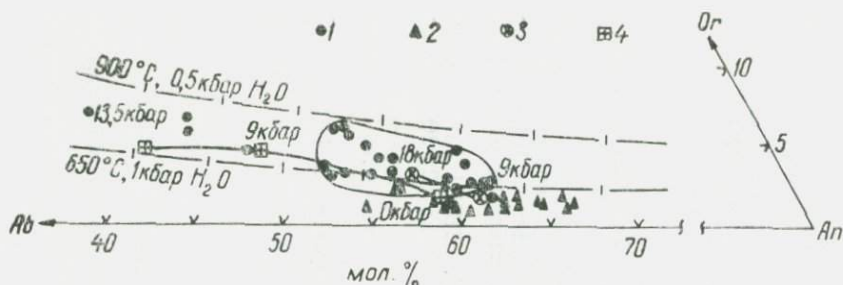


Рис. 2. Диаграмма Og—Ab—An для плагиоклазов из пород геранской (1) и лаптарской (2) частей Джугджурского анортозитового массива (по данным табл. 2 и Ленникову, 1976). Оконурено поле иризирующих плагиоклазов. Показаны вариации состава плагиоклаза в зависимости от давления в сухой системе (Грин, 1968) при кристаллизации габбро-анортозитового (3) и кварцево-диоритового расплавов (4). Штрих-пунктир — сечения полевошпатового сольвуса, по данным экспериментов Зека (Seck, 1971).

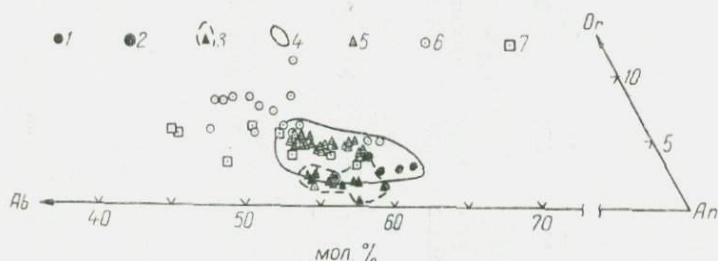


Рис. 3. Диаграмма Og—Ab—An для плагиоклазов из пород некоторых анортозитовых массивов. Иризирующие плагиоклазы: 1—Вольнь (по Крамаренко, 1975); 2—Найн, Лабрадор (по Smith, 1975); 3—отдельные зоны реликтового фенокрита из анортозита купола Орегон, Адирондак (по Woone e. a., 1969); 4—контур поля иризирующих плагиоклазов джугджурских анортозитов (по рис. 2). Плагиоклазы не иризирующие: 5—Маунт-Голден и 6—Саранак-Лейк — площади метаанортозитового массива Адирондак, фация Марси (Isachsen, Moxham, 1969); 7—метаанортозитовый массив Морин (Papezik, 1965).

но с площади Маунт-Голден) и плагиоклазов анортозитового массива Морин (Woone e. a., 1969; Papezik, 1965). Благодаря паложным метаморфическим преобразованиям в условиях гранулитовой и высокотемпературной амфиболитовой фаций, сопровождавшимся калишпатизацией, а также в результате более позднего диафтореза, проходившего в условиях элидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и приведшего к осветлению анортозитов, они утратили свойство иризировать и приобрели частично повышенную калиевость и натровость. Как и в случае джугджурских анортозитов (Ленников, 1968), при сравнении метаанортозитов Адирондака и Морина устанавливается довольно четкая связь между интенсивностью калишпати-

зации и наличием иризации. Например, в темно-серых и голубовато-серых анортозитах фации Марси в Адирондаке калишпатизация в основном межзерновая, антипертитов мало, а плагиоклазы локально обнаруживают голубую или зеленую иризацию. Напротив, в темных розовато-лиловых моринских анортозитах фации Моув, которая считается эквивалентом адирондакской фации Марси, широко развиты межзерновая калишпатизация и антипертиты, а иризация отсутствует (Papezik, 1965).

Ориентировочное представление об условиях кристаллизации иризирующих плагиноклазов можно получить, воспользовавшись результатами экспериментальных работ (Грин, 1968; Seck, 1971, 1971₁). Двуполевошпатовый геотермометр для этой цели непригоден из-за неравновесности плагиноклазов и интерстициального калишпата. Однако с его помощью можно оценить примерную температуру возникновения криптоантипертитов распада, присутствующих во многих плагиноклазовых зернах. Состав этих криптоантипертитов, определенный рентгенометрически в иризирующих джугджурских плагиноклазах, оказался близким к $Ab_{50-43} Or_{50-57}$ (Ленников, 1976) и поэтому, с учетом состава вмещающего плагиноклаза, температуры распада превышали 1000° . Температуры же кристаллизации плагиноклазов были выше, так как, судя по двупироксеновому геотермометру А. А. Макарушева (1968), образование пироксенов, равновесных с плагиноклазами, происходило при $1150-1200^\circ$ (Ленников, 1977).

Как показали эксперименты (Seck, 1971, 1971₁), состав плагиноклаза в системе $Or-Ab-An$ существенным образом зависит от температуры (рост ее при неизменном парциальном давлении H_2O способствует образованию все более калиевых плагиноклазов) и давления H_2O (с ростом его калиевость плагиноклазов падает). Но непосредственное применение результатов этих экспериментов к природным образцам затруднительно, так как на составе плагиноклазов, кристаллизующихся в сложных природных системах, далеких от $Or-Ab-An$, сказывается их общий состав — уровень насыщенности природных расплавов полевошпатовыми компонентами. Из экспериментов Грина (1968), например, следует, что при одинаковом давлении ($P=9$ кбар) и близких температурах ($t=1200-1300^\circ$) из более натровых и калиевых расплавов кварцево-диоритового состава кристаллизуются более натровые и калиевые плагиноклазы ($An_{46,8}Or_{1,6}$), чем из габбро-анортозитовых расплавов ($An_{60,2}Or_{1,7}$). Эти же эксперименты, кстати, показывают (рис. 2), что кварцево-диоритовый (или андезитовый) расплав мог быть родоначальным для автономных анортозитов лишь в малоглубинных условиях, так как только в этом случае из него могли кристаллизоваться плагиноклазы, аналогичные по составу тем, которые слагают анортозитовые плутоны (Anderson, Morin, 1969). На более значительных глубинах (~ 30 км), которые считаются наиболее вероятными для формирования анортозитов

(Грин 1968), из кварцево-диоритовых расплавов должны кристаллизоваться гораздо более кислые и калиевые плагиоклазы (рис. 2), подобные тем, что развиты в метаморфизованных и калищпатизированных анортозитах. Состав плагиоклазов (его натровость и калиевость) не может быть точным показателем глубины образования еще и потому, что в процессе кристаллизации расплавы обогащаются щелочными компонентами в результате раннего выделения существенно кальциевых плагиоклазов. По мере кристаллизации из таких расплавов формируются все более кислые и калиевые плагиоклазы. Если не учитывать этого, а руководствоваться только результатами экспериментов, то, судя по составу плагиоклазов (рис. 2), можно прийти к абсурдному заключению, что плагиоклазы геранской (апикальной) части Джугджурского анортозитового массива сформировались в более глубинных условиях ($P > 9$ кбар), чем менее натровые плагиоклазы лантарской (геологически более глубокой) части массива ($P \sim 9$ кбар). Из этого следует, что в случае дифференцированных массивов при попытках оценить давление по составу плагиоклаза следует ориентироваться на более основные плагиоклазы.

Вероятнее всего, температуры кристаллизации пород в обеих частях Джугджурского анортозитового массива были близки $1150\text{--}1250^\circ$ (Ленников, 1977), а разница в общем давлении между этими частями, учитывая геофизические данные о мощности наиболее изученных анортозитовых массивов (Isachsen, 1969), при глубине формирования массива в $25\text{--}30$ км едва ли превышала 2 кбары (учитывая данные по метамородам, вмещающим анортозиты; Карсаков и др., 1975). С учетом только что сказанного и исходя из результатов экспериментов (Seck, 1971, 1971), можно заключить также, несмотря на очевидную неопределенность, что расположение точек составов плагиоклазов анортозитовых комплексов в области меньшей калиевости, чем сольвус при $t=900^\circ$ и $P_{H_2O}=0,5$ кбар, свидетельствует о повышенном парциальном давлении летучих в момент формирования анортозитов (сольвус при $t=1150\text{--}1250^\circ$ в сухой системе расположился бы в более калиевой области, чем при $t=900^\circ$). При этом, исходя из предложенных гипотез (Соболев и др., 1967), P_{H_2O} , являющееся частью общего давления флюида, при 1000° и общем давлении 10 кбар, например, могло достигать 4 кбар.

В настоящее время большинство исследователей (Крамаренко, 1975; Smith, 1974; Ribbe, 1975) считают явление иризации обусловленным интерференцией света в тонких пластинках и связывают его с ламеллярным (пластинчатым) строением плагиоклазов валового состава от An_{42-47} до An_{56-62} , характеризующихся так называемыми срастаниями Боггилда. Возникновение последних объясняется продолжительным отжигом при высоких температурах. Причем развиты они только в плагио-

клазах из высокотемпературных глубинных образований докембрийского возраста. Состав отдельных фаз (ламелл) пока не выяснен окончательно, но предварительные электронно-оптические и спектрофотометрические данные свидетельствуют о различиях порядка 10—14% Ap . Возможно, что наиболее кальциевый компонент достигает Ap_{60} , а наиболее натровый — Ap_{45} (Smith, 1975). Н. К. Крамаренко (1975) выделяет два интервала несмесимости в андезин-лабрадоровых плагиоклазах: Ap_{35} — Ap_{50} и Ap_{50} — Ap_{65} .

Эти же плагиоклазы, подобно иризирующим джугджурским, характеризуются высоким содержанием ортоклазового компонента — обычно более 1,5%, но некоторые даже выше 6% (Smith, 1974). Подобная особенность иризирующих плагиоклазов до сих пор не объяснена. Д. В. Смит (Smith, 1975), например, считает, что прямая корреляционная связь между повышенным содержанием ортоклазовой составляющей в плагиоклазах и появлением в них иризации является случайной. Высокое содержание калия было, по его мнению, специфической особенностью докембрийских расплавов, из которых кристаллизовались породы, содержащие иризирующие плагиоклазы.

Однако в случае джугджурских анортозитов (см. выше) можно заключить, что повышенная калиевость не является первичной особенностью расплавов, давших анортозиты. Высокие содержания ортоклазового компонента характерны лишь для плагиоклазов апикальной части массива, кристаллизовавшихся из расплавов, обогащенных щелочами по сравнению с родоначальными. Из расплавов же, близких по составу к последним, сформировались более основные и менее калиевые плагиоклазы глубинной лантарской части массива. Поэтому более правдоподобным объяснением связи повышенной калиевости и иризации плагиоклазов является следующее: будучи приуроченными к глубинным интрузивным образованиям исключительно докембрийского возраста, эти плагиоклазы кристаллизовались на больших глубинах ($P > 9$ кбар) и при высоких температурах ($t > 1000^\circ$), что и определило, согласно экспериментам (Грин, 1968; Smith, 1974), их повышенную калиевость. В дальнейшем большая глубина образования и сохранение в течение длительного промежутка времени высоких температур создали условия для медленного отжига и распада этих плагиоклазов с образованием ламеллярно-пластинчатой структуры и возникновением сростаний Боггилда с толщиной пластин, достаточной для возникновения видимого эффекта иризации. В менее глубинных и не столь высокотемпературных комплексах (как докембрийского, так и более позднего возраста) кристаллизовались менее калиевые плагиоклазы, а отжиг был не таким длительным, и сформировавшиеся ламелли оказались слишком тонкими для возникновения видимого интерференционного эффекта в плагиоклазах того же состава.

- Баженова Г. Н. Анортозиты Каларского массива. — Анортозиты СССР. М., «Наука», 1974, с. 85—99.
- Богатиков О. А., Биркис А. П. Магматизм докембрия Западной Латвии. М., «Наука», 1973, 139 с.
- Ванде-Кирков Ю. В. Новый вариант диаграммы для определения средних — основных плагиоклазов на федоровском столике. — Бюл. вулканолог. станций, 1974, № 50, с. 130—132.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. — Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 228—255.
- Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1975, № 5, с. 47—61.
- Крамаренко Н. К. Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов. Киев, «Наукова думка», 1975, 106 с.
- Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., «Наука», 1968, 160 с.
- Ленников А. М. Состав и структурное состояние плагиоклазов джугджурских анортозитов. — Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 136—147.
- Ленников А. М. Плагиоклазы и пироксены джугджурских анортозитов. — Геология и магматизм Дальнего Востока. Владивосток, 1977, с. 106—110.
- Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин. — Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 31—52.
- Марфуни А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ, в. 78, М., Изд-во АН СССР, 1962, 276 с.
- Соболев В. С., Добрецов Н. Л., Соболев Н. В., Хлестов В. В. Связь процессов магомобразования с метаморфизмом и глубинным строением земной коры и верхней мантии. — Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного минералообразования. Л., «Наука», 1967, с. 170—182.
- Anderson A. T., Morin M. Two types of massif anorthosites and their implications regarding the thermal history of the crust. — Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, No. 18, p. 57—69.
- Bambauer H. U., Corlett M., Eberhard E., Viswanathan K. Diagrams for the determination of plagioclases using X-ray powder methods (part III of laboratory investigations on plagioclases). — Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1967, 47/1, p. 333—349.
- Boone G. M., Romey W. D., Thompson D. S. Oscillatory zoning in calcic andesine — sodic labradorite relict phenocrysts in anorthosite of Oregon dome and Giant Mountain, Adirondack Highlands. — Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, No. 18, p. 317—327.
- Isachsen Y. W. Origin of anorthosites and related rocks — a summarization. — Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, No. 18, p. 435—445.
- Isachsen Y. W., Moxham R. L. Chemical variation in plagioclase megacrysts from two vertical sections in the main Adirondack metanorthosite massif. — Mem. N. Y. State Mus. Sci. Serv., 1969, No. 18, p. 255—265.
- Papezik V. S. Geochemistry of some Canadian anorthosites. — Geoch. et Cosm. Acta, 1965, v. 29, No. 6, p. 673—709.
- Ribbe P. H. Exolution textures and interference colour in feldspars. — In «Feldspar mineralogy», Min. Soc. of Amer., Short course notes, v. 2, 1975, R-73 — R-96.
- Romey W. D. Anorthite content and structural state of plagioclases in anorthosites. — Lithos, 1969, 2, No. 1, p. 83—105.
- Seck H. A. Der einflub des drucks auf die zusammensetzung koexistierender

- alkalifeldspäte und plagioklase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$. — Contrib. Mineral. and Petrol., 1971, 31, p. 67—86.
- Seck H. A.** Koexistierende alkalifeldspäte und plagioklase im system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{H}_2\text{O}$ bei temperaturen von 650° C bis 900° C. — Neues. Jahrb. Mineral. Abh., 1971, 115, No. 3, p. 315—345.
- Smith J. V.** Feldspar minerals. I. Crystal structure and physical properties. Pt. 1, 1974, p. 1—176.
- Smith J. V.** Phase equilibria of plagioclase. — In «Feldspar mineralogy», Min. Soc. of America, Short course notes, v. 2, 1975, Sm-1—Sm-17.
- Slemmons D. B.** Observation on order—disorder relations of natural plagioclase. I. A method of evaluating order—disorder. — Norsk. Geol. Tidsskr., 1962, 42/2 (feldspar), p. 533—554.

СЕХТАГСКИЙ ГАББРО-АНОРТОЗИТОВЫЙ МАССИВ (ВОСТОК СТАНОВОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ)

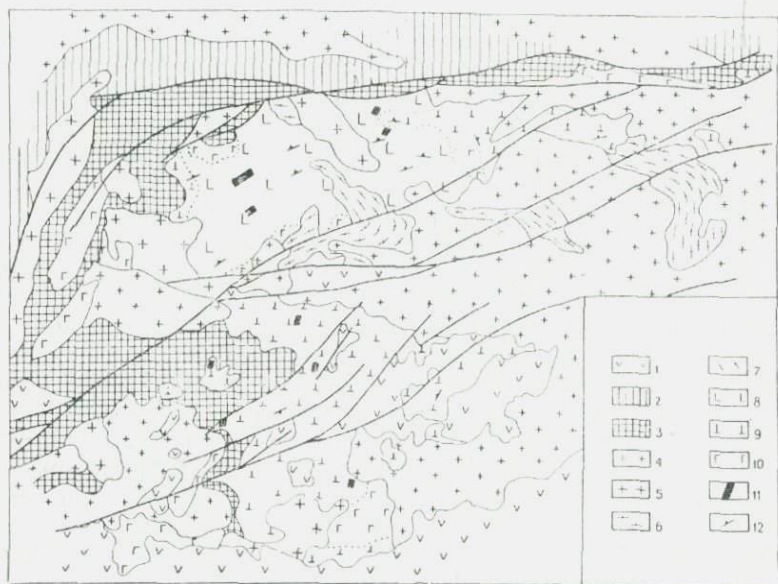
А. Ф. Васькин, Л. П. Карсаков

На восточном фланге Становой складчатой области расположен ряд анортозитовых массивов, наиболее крупный из которых — Джугджурский, широко известен в литературе (Лебедев, Павлов, 1957; Мошкин и др., 1967; Ленников, 1968). Все анортозитовые плутоны в этом регионе расположены в пределах блоков нижнеархейского фундамента складчатой области, наиболее крупными из которых являются Джугджурский, Чогарский, Сивакано-Токский, Брянтинский и Дамбукинский (Карсаков, 1973). Сложены они метапородами чогарского комплекса с изотопным возрастом более 3 млрд. лет, в составе которых преобладают основные кристаллические сланцы. Реже встречаются разнообразные гнейсы, кварциты и мраморы, а среди магматогенных пород наряду с дометаморфическими образованиями основного и ультраосновного состава — чарнокиты, мезопертитовые чарнокит-мангериты и аляскитовые граниты, широко развиты анортозиты автономного типа. Последнее обстоятельство вызывает особый интерес в связи с тем, что метаморфиты чогарского комплекса принадлежат к особо высокотемпературным (1000—1100°) и глубинным (10—11 кбар) образованиям (Карсаков 1973, 1973₁; Карсаков и др., 1975). А эти цифры неплохо согласуются с теми оценками температуры (1200—1300°) и давления (более 9 кбар), которые должны были иметь место при формировании автономных анортозитов (Грин, 1968). К сожалению, из-за крайне недостаточной изученности большинства анортозитовых проявлений нижнеархейского фундамента Становой складчатой области, исключая джугджурские (Мошкин и др., 1967; Ленников, 1968), пока неясно, какой гипотезе их происхождения отдать предпочтение: гипотезе «кристаллического остатка» (Грин, 1968; Винклер, Платтен, 1968) или предположению о первичной габбро-анортозитовой магме (Грин, 1968). Что же касается джугджурских анортозитов, локализованных среди метапород Джугджурского блока, то этот вопрос решен в пользу первичного габбро-анортозитового расплава (Ленников, 1971).

В настоящей статье на основе материалов геологических съемок и тематических работ, в проведении которых кроме ав-

торов участвовали также в разные годы С. М. Брагинский, Б. Л. Годзевич и другие геологи, охарактеризован крупный Сехтагский габбро-анортозитовый массив, о геологическом строении которого в литературе имеются лишь отрывочные сведения.

Расположен Сехтагский массив в междуречье Май — Половинной и Уды, среди нижнеархейских метаморфических образований Чогарского блока (см. рисунок). Массив несколько вытянут в субширотном направлении и сопровождается на западе и востоке серией мелких спутников; площадь его около 1900 км².



Схематическая геологическая карта Сехтагского габбро-анортозитового массива. 1 — верхнеюрские и нижнемеловые вулканогенные и осадочные образования; 2—3 — метаморфические комплексы: 2 — верхнеархейские, 3 — нижнеархейские; 4—7 — гранитоиды: 4 — раннемеловые, 5 — раннепротерозойские, 6 — позднеархейские, 7 — раннеархейские (?); 8 — анортозиты, 9 — габбро-анортозиты, 10 — габбро, 11 — участки развития апатит-титаномагнетит-ильменитовой минерализации; 12 — элементы залегания полосчатости

С севера Сехтагский массив ограничен мощной (до 5 км) широтной зоной интенсивно бластомилонитизированных пород, на западе контактирует с нижнеархейскими кристаллическими сланцами, на юге перекрыт осадочными и вулканогенными отложениями верхней юры и нижнего мела, а на востоке прорван архейскими, раннепротерозойскими и позднемезозойскими гранитоидами. Массив, как и вмещающие его кристаллические

сланцы и гнейсы нижнего архея, разломами и сопряженными с ними мощными (1,6 км) зонами катаклаза и расщепления разбит на систему блоков северо-восточного, субширотного простирания размером до 10×50 км². Вдоль этих нарушений в анортозиты внедрились большие массы молодых магматических пород, что привело к уничтожению значительной части Сехтагского массива. В центральной части массива выделяется широкая полоса развития позднеархейских и позднемезозойских гранитоидов, разделившая его на два крупных изолированных выхода — северный и южный, рассматриваемые некоторыми исследователями как самостоятельные массивы (соответственно Сехтагский и Чогарский).

Следует отметить, что практически на всем протяжении контакты Сехтагского массива либо сорваны тектоническими нарушениями, либо замаскированы более молодыми интрузивными образованиями. Лишь на западной окраине массива, на коротком отрезке в междуречье Чогар и Чинтакинда, анортозиты имеют с архейскими кристаллическими сланцами интрузивное взаимоотношение.

Вдоль этого контакта полосчатость во вмещающих метаморфических породах, имеющая в пределах Чогарской глыбы довольно выдержанное северо-восточное простирание, меняет свою ориентировку, приспособляясь к извилистым контурам массива. Обычно габбро-анортозиты краевой части массива имеют четкие интрузивные границы без каких-либо контактовых изменений или метасоматической плагноклазизации (анортозитизации) вмещающих пород, но иногда в них наблюдаются пластовые, ветвистые лентовидные инъекции габбро-анортозитов мощностью до 10 м, достигающие до 40—50% объема пород. Инъекцированные породы по внешнему облику напоминают полосчатые, ветвистые мигматиты и агматиты. Структура габбро-анортозитов зоны контакта и в жильном материале инъекций порфириовидная. Порфириовидные выделения размером 0,5—2 см в поперечнике развиты на фоне среднезернистой основной ткани габбро-анортозитов. В эндоконтакте в габбро-анортозитах встречаются уплощенные вдоль гнейсовидности четко ограниченные ксенолиты основных кристаллических сланцев нижнего архея без признаков метасоматической переработки. Нигде в массиве не встречены ксенолиты верхнеархейских пород станового комплекса, что ранее (Мошкин и др., 1967) служило обоснованием нижнепротерозойского возраста всего древнеджугджурского комплекса анортозитов Становой складчатой области. Более того, габбро-анортозиты Сехтагского массива в бассейне р. Сехтаг прорваны гранодиоритами, кварцевыми диоритами верхнеархейского токсско-алгоминского комплекса, которые слагают здесь трещинное тело северо-западного направления. На контакте с ними в анортозитах проявляются окварцевание, эпидотизация и хлоритизация.

Строение Сехтагского массива сложное. Первичная полосчатость и линейные структуры, обусловленные послышным чередованием анортозитов и габбро-анортозитов, вытянутостью в одном направлении шшироподобных обособлений габбро-анортозитов и габбро-норитов, трахитоидностью пород, на большей части северного выхода Сехтагского массива имеют довольно выдержанное северо-восточное, субширотное простирание с падением (40—80°) в северных румбах. На востоке в бассейне р. Сехтаг, простирание прототектонических элементов постепенно меняется с юго-восточного на долготное. В южной части Сехтагского массива по единичным замерам направление и падение прототектонических элементов колеблется в северных и южных румбах. На левобережье р. Нижний Моксин, по наблюдениям С. М. Брагинского, контакт габбро-анортозитового тела с вмещающими кристаллическими сланцами нижнего архея падает на северо-запад под углом 20—30°. В северной части Сехтагского массива четко проявлены и широко развиты трещины, параллельные поверхности первичной полосчатости.

Анализ всех прототектонических элементов Сехтагского массива показывает, что они совпадают в целом с простиранием вмещающих кристаллических сланцев нижнего архея. Совокупность всех этих данных позволяет предположить, что Сехтагский массив представляет плитообразное тело, погружающееся на север. Насколько это предположение соответствует первоначальному положению, трудно судить, поскольку после своего формирования он неоднократно подвергался тектонической активизации.

Сложен массив анортозитами, габбро-анортозитами, габбро, норитами, рудными пироксенитами, которые, как и вмещающие кристаллические сланцы и гнейсы нижнего архея, большей частью диафторированы, особенно в южной части массива, где местами изменены до состояния бластомилонитов. В связи с шшироким проявлением диафтористических изменений наиболее распространены белые, светло-серые измененные анортозиты, среди которых участками (бассейн р. Джагарма, междуручье Сехтага и Левого Нимняркая, частично Майский хребет) сохранились розовые, вишнево-серые, серые разности, содержащие иризирующий плагиоклаз. Поля преимущественного развития собственно анортозитов весьма неоднородны, что обусловлено крайне неравномерной зернистостью пород и неравномерным распределением темноцветных минералов в них (от 2 до 10%). Часто анхимономинеральные анортозиты постепенно переходят к пятнистым габбро-анортозитами от мелко- и среднезернистых пород к крупнозернистым и порфириовидным. Нередко наблюдается грубая перемежаемость (через 10—400 м) полос мономинеральных и пятнистых анортозитов и габбро-анортозитов.

В верховьях р. Анай наблюдалось, например, следующее

чередование этих пород с юго-востока на северо-запад (аз. пад. полосчатости $310-320^\circ < 50-60^\circ$):

Анортозиты светло-серые	400 м
Габбро-анортозиты серые	150
Анортозиты розовато-серые	50
Габбро-анортозиты розовато-серые	400
Анортозиты серые	10
Габбро-анортозиты серые	10
Анортозиты мономинеральные	385
Габбро-анортозиты серые	150
Анортозиты белые, светло-серые, пятнистые, неравномерно чередующиеся с пепельно-серыми, мономинеральными	55
Габбро-анортозиты серые, пятнистые	70
Анортозиты мономинеральные, пепельно-серые, светло-серые	200
Габбро-анортозиты серые	150
Анортозиты белые	350
Габбро-анортозиты пятнистые	200
Анортозиты светло-серые	100

Иногда на фоне такого грубого «переслаивания» отмечается более тонкая перемежаемость (через 0,2—6 м), причем в габбро-анортозитах количество темноцветных постепенно нарастает в сторону лежащего бока «слоев». По простиранию «слои» сменяются друг другом.

Габбро-анортозиты связаны с анортозитами постепенными переходами. В виде узкой (0,4—0,6 км) полосы они распространены вдоль интрузивного контакта массива в бассейне верховьев р. Чогар. Наиболее широко габбро-анортозиты развиты в южной части Сехтагского массива, где они слагают обширные поля в бассейне нижних течений рек Джагарма, Нимняркай и Омонджа и на правом берегу р. Чогар. В той части массива габбро-анортозиты являются преобладающей разновидностью пород, среди которых собственно анортозиты слагают линзовидные (длиной от 150—200 м до 30 км и шириной от 0,5—12 м до 2—5 км) тела, полосы в южной и центральной частях южной половины Сехтагского массива. Среди габбро-анортозитов нередко встречаются гигантозернистые разновидности, образующие пегматитоподобные линзовидные обособления, достигающие до 4 м в раздувах. Призматические кристаллы пироксена и плагиоклаза до 14 см в длину сцементированы рудными минералами. Эти обособления постепенно переходят в габбро-анортозиты.

На восточном фланге Сехтагского массива сильно измененные габбро-анортозиты развиты на правом берегу ручья Нижний Маргагай, в низовьях р. Карьялак-Нальды. На левом берегу р. Мая-Половинная массив сложен преимущественно амфиболи-

зированными габбро, габбро-амфиболитами и габбро, реже габбро-анортозитами.

Габбро-нориты, габбро и их измененные разности имеют подчиненное значение в строении Сехтагского массива. На водоразделе рек Джагарма — Чогар-Макит установлен постепенный переход габбро-анортозитов в лейкократовые габбро-нориты, габбро.

Габбро, габбро-нориты образуют среди габбро-анортозитов и анортозитов эллипсоидальные шпильки размером 20×30 м², либо однородные участки площадью от 3 до 15 км, а реже и более. Наиболее крупные участки габброидов наблюдаются в юго-западной части Сехтагского массива. Они же сложены сателлиты Сехтагского массива в его западном окончании. В мелких выходах габброидов их строение более или менее однородное, а в крупных устанавливаются признаки расслоения. В верховьях ручья Чинтакинда среди габброидов отмечается следующая зональность.

Лейкократовые габбро-нориты с содержанием до 10% мелкокрапленного титаномагнетита	100 м
Чередующиеся через 8—35 м лейкократовые габбро-нориты и габбро. Для габбро-норитов характерно высокое (до 10—15%) содержание титаномагнетита	150 м
Серые и розовато-серые анортозиты, залегающие согласно с полосчатостью в габбро-норитах	130 м
Лейкократовые габбро-нориты, чередующиеся через 15—20 м с габбро и содержащие линзы, линзовидные обособления анортозитов	250 м
Габбро с единичными слоями (5—8 м) лейкократовых габбро-норитов	200 м

Габбро, содержащие редкие линзовидные обособления плагиоклаза размером до 15×20 см.

Азимуты падения полосчатости и гнейсовидности совпадают и составляют $25—350^\circ < 60^\circ$.

Переходы габброидов в габбро-анортозиты и анортозиты либо резкие, либо постепенные за счет увеличения содержания плагиоклаза в габбро.

Кое-где в Сехтагском массиве развиты пироксениты и габбро-анортозиты, несущие апатит-титаномагнетит-ильменитовое оруденение. Они имеют форму линз или жил и локализованы среди безрудных габбро-анортозитов. Наиболее крупные тела оруденелых пород встречены в южной части Сехтагского массива — по ключу Омондя, в приустьевой части р. Омонджа и в районе горы Икондя. Протяженность их, по данным С. М. Брагинского, значительна и по длине, и по ширине. Жилоподоб-

ные тела рудных пироксенитов, реже сплошных апатит-ильменит-титаномагнетитовых руд мощностью от 1,5 до 24 м наблюдаются в верховьях р. Нимняркой. Содержание титаномагнетита и ильменита в них достигает 35—90%, орто- и клинопироксена 50%, апатита 8%, пирита с халькопиритом 5%. Оруденелые породы, как правило, четко фиксируются на аэромагнитных картах отдельными аномалиями или же цепочками их северо-восточного простирания с интенсивностью магнитного поля 500—4000 гамм.

В пространственной связи с анортозитами наблюдаются дайки диабазов, диабазовых порфиритов, реже пироксенитов и перидотитов. Чаще всего они не выходят за пределы Сехтагского массива, реже встречаются среди архейских метаморфических пород в непосредственной близости от массива. На основе этого обычно предполагается и генетическая связь даек с анортозитами, однако они могут быть и более молодыми.

Наиболее свежие разности анортозитов и габбро-анортозитов сложены андезин-лабрадором и лабрадором, моноклинным и ромбическим пироксеном, акцессорными апатитом и титаномагнетитом и характеризуются аллотриоморфнозернистой структурой. В диафторированных разностях в них появляются актинолит и хлорит по пироксенам и эпидот с серицитом по плагиоклазу, и порода приобретает светло-серый, белый цвет.

Габбро-нориты состоят из 40—45% лабрадора № 55—65, 10—35% ромбического и 10—15% моноклинного пироксенов, 3—15% роговой обманки. Из акцессорных минералов присутствуют рудный минерал и апатит. Структура их габбро-офитовая, габбровая. В норите из пироксенов присутствует лишь ромбическая разновидность, а в рудном габбро содержание рудных минералов достигает 20—30%. При наложенных диафтористических изменениях в габбро, габбро-норитах, норитах развиваются вторичные бледно-зеленые и синевато-зеленые амфиболы, минералы группы эпидота, серицит.

На контакте с гранитоидами Марагайского массива и в зонах милонитизации и рассланцевания (бассейн р. Нижний Куныкан, верховья р. Усмуи) габбро-анортозиты метасоматически изменены, нередко преобразованы в розовые и розовато-серые гнейсовидные или массивные пегматоидные метасоматиты с микроклином, кварцем, ортитом, цирконом и монацитом с реликтами не до конца преобразованного субстрата. Особенно интенсивно изменены габбро-анортозиты в бассейне р. Нижний Куныкан и на левобережье р. Тонгодо, где ширина зон метасоматитов достигает 2—3 км, а протяженность 10 км. При этих процессах образуются породы, близкие по составу к габбро-монцититам, мангеритам, граносенитам.

Химический состав пород Сехтагского габбро-анортозитового массива приведен в таблице.

Работами последних лет на востоке Становой складчатой

Химический состав пород Сехтагского габбро-анортозитового массива, вес. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	55,88	55,71	55,50	52,72	53,65	53,98	46,63	56,96	42,94	51,93	47,68	42,66
TiO ₂	0,09	0,09	0,26	0,20	0,11	0,16	2,21	0,98	1,59	0,59	0,90	4,75
Al ₂ O ₃	26,46	24,62	23,89	27,32	22,85	21,20	16,56	15,58	21,91	16,20	18,10	12,24
Fe ₂ O ₃	0,56	1,32	0,69	1,05	1,21	3,07	5,10	6,71	3,11	2,43	2,47	6,74
FeO	0,55	0,76	2,32	1,04	3,20	2,71	0,84	4,47	5,05	4,81	6,95	12,61
MnO	0,01	0,03	0,05	0,03	0,07	0,07	0,20	0,14	0,08	0,13	0,12	0,24
MgO	0,63	0,92	1,62	0,66	3,94	5,51	5,31	1,77	7,95	8,29	6,85	6,24
CaO	7,86	7,64	7,94	11,22	7,25	7,28	10,79	5,44	13,99	12,50	11,04	9,60
Na ₂ O	5,93	6,02	4,79	4,57	4,59	4,13	3,67	3,53	1,77	2,52	3,01	2,53
K ₂ O	0,76	1,13	1,01	0,24	0,77	0,72	0,50	2,46	0,26	0,22	0,97	0,44
SO ₃	0,01	0,50	—	0,01	0,01	0,00	0,28	0,01	—	0,22	—	0,29
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,11	0,02	0,01	0,01	0,45	0,95	0,03	0,06	0,36	0,20
CO ₂	0,18	0,23	0,25	0,21	0,14	0,05	0,15	0,06	—	0,09	—	0,04
H ₂ O+	0,90	1,44	1,16	0,43	1,76	0,67	1,02	0,49	0,86	0,26	0,86	1,05
п. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,35	—	0,51	—
Сумма	99,84	100,42	99,59	99,72	99,56	99,56	99,69	99,55	99,89	100,25	99,82	99,63

Примечание. 1—4—анортозит: 1—междуречье Нижнего Моксина—Чогара, обр. 745; 2—левобережье р. Чогар, обр. 907; 3—верховья ручья Левый Микитик, обр. 1192; 4—верховья р. Удыхын, обр. 6056а; 5—8—габбро-анортозит: 5—левобережье р. Верхняя Тононгло, обр. 341; 6—верховья р. Нижний Моксин, обр. 664; 7—правый приток р. Бакитыдяк, обр. 3103; 8—верховья р. Омондя, обр. 454; 9—10—габбро-норит: 9—верховья р. Омонджа обр. 683; 10—верховья р. Удыхын, обр. 6032; 11—норит, левобережье р. Нижний Куныкан, обр. 246; 12—рудное габбро, верховья р. Удыхын, обр. 5952а. Образцы 745, 907, 341, 664, 454, 683, 246—из кол. С. М. Брагинского, 1192—из кол. А. Ф. Васькина, 6056а, 6032, 6952а—из кол. Л. П. Карсакова, 3103—из кол. Б. Л. Годзевича.

области установлено, что анортозитовые массивы, локализованные среди нижнеархейских метаморфических пород блоков ее фундамента и южного края Алданского массива, прорваны архейскими гранитами и подвержены связанной с их становлением гранитизации. А. Ф. Васькин и Б. Л. Годзевич отмечают инъекцию анортозитов гнейсовидными аляскитами поздней фазы гранитоидов нижнего архея (ручьи Чинтакинда, Амнускан, водораздел рек Сехтаг и Малый Бартак). Граниты слагают среди анортозитов и габбро-анортозитов небольшие тела, содержат их ксенолиты. На анортозиты, как и на их вмещающие метаморфические породы, наложены регионально проявленные позднеархейские диафторические преобразования. Изотопный возраст Джугджурского анортозитового массива по апатиту превышает 2250 ± 150 млн. лет (Тугаринов и др., 1965). Совокупность этих данных свидетельствует о древнем, по-видимому, нижнеархейском возрасте Сехтагского массива анортозитов.

Генезис анортозитов хребта Джугджур обсуждался в литературе неоднократно. А. П. Лебедев и Н. В. Павлов (1957), А. М. Ленников (1968) считают их магматическими образованиями, в то время как В. Н. Мошкин и др. (1967) отстаивают гипотезу метасоматического происхождения анортозитов. Вышеотмеченные особенности состава, строения и взаимоотношения с вмещающими породами (в частности, четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, отсутствие признаков метасоматической анортозитизации) легко объяснить с позиций магматической гипотезы. Расслоенность массива может свидетельствовать о гравитационной дифференциации при кристаллизации габбро-анортозитового расплава.

ЛИТЕРАТУРА

- Винклер Х., Платтен Х. Экспериментальный метаморфизм и анатексис. Новосибирск, «Наука», 1968, 156 с.
- Грин Т. Х. Экспериментальное исследование генезиса анортозитов при высоких давлениях. — Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 228—255.
- Карсаков Л. П. Геология и петрология гранулитового комплекса восточной части Станового хребта. — АКД. Владивосток, 1973, 23 с.
- Карсаков Л. П. Пирол-бронзит-силлиманитовые кристаллические сланцы Восточного Становика и условия их метаморфизма. — ДАН СССР, т. 210, № 1, 1973, с. 187—190.
- Карсаков Л. П., Шульдинер В. И., Ленников А. М. Гранулитовый комплекс восточной части Становой складчатой области и чогарская фация глубинности. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1975, с. 47—61.
- Красный Л. И. Геология и полезные ископаемые Западного Приохотья. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 34, 1960, 161 с.
- Лебедев А. П., Павлов Н. В. Джугджурский анортозитовый массив. — Труды ИГЕМ, 1957, в. 15, 84 с.
- Ленников А. М. Петрология Джугджурского анортозитового массива. М., «Наука», 1968, 160 с.

- Ленников А. М.** О происхождении анортозитов (на примере массивов хребта Джугджур). — Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 275—280.
- Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Зленко Н. Д.** Раннедокембрийские интрузивные образования хребта Джугджур и восточной части хребта Становой. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 122, 1967, с. 70—164.
- Тугаринов А. И., Ступникова Н. И., Зыкова С. И.** К геохронологии юга Сибирской платформы. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 1, с. 21—36.

ТРАХИАНДЕЗИТОВАЯ И ГАББРО-МОНЦОНИТ-СИЕНИТОВАЯ АССОЦИАЦИИ КАВАЛЕРОВСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В. С. Иванов, В. В. Поповиченко, Э. Б. Кулешова

Магматические образования описываемых ассоциаций в Кавалеровском рудном районе некоторые исследователи объединяют в единый Березовский вулcano-плутонический комплекс (Говоров и др., 1973). Тесная ассоциация трахиандезитов с габбро-монцонит-сиенистыми интрузиями проявлена только в Березовском массиве. Большинство же их в Армянском (Светловодный, Молодежный, Правовалинкуйский, Золотой) и Кавалеровском (Араратский) районах не имеет в непосредственном окружении вулканогенных аналогов, поэтому выделение такого комплекса в региональном плане Сихотэ-Алиня лишено смысла. Нами эти комагматические ассоциации описываются на примере Березовского (130 км²) массива, расположенного на северо-западе Кавалеровского района на водоразделе рек Сотникова и Ямчеца (правых притоков р. Павловка).

Трахиандезитовая ассоциация

Вулканыты покрывают около 60 км² площади Березовского массива, редко выходя за пределы его контуров (см. рисунок). Наиболее распространены среди них плагиоклазовые, пироксеновые, амфиболовые и оливиновые трахиандезитовые порфириды и их туфы. Покров вулканытов является единственной маломощной (~300 м) кровлей Березовской интрузии, поэтому порфириды часто ороговикованы, биотитизированы и окварцованы. Северная часть покрова залегает субгоризонтально, а восточная полого падает на юго-восток.

Плагиоклазовые порфириды преобладают в составе трахиандезитовой ассоциации. Окраска их зеленовато-серая, а биотитизированные их разновидности приобретают вишневый оттенок. Текстура пород массивная или флюидальная. Вкрапленники идиоморфного плагиоклаза, амфибола, клино- и ортопироксена, оливина, биотита и магнетита мелкие (0,5—5, реже 4 мм), количество их колеблется от 5 до 30%, преобладает плагиоклаз (до 25%). Более крупные вкрапленники плагиоклаза представлены короткопризматическим и таблитчатым слабозо-

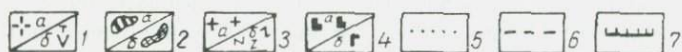
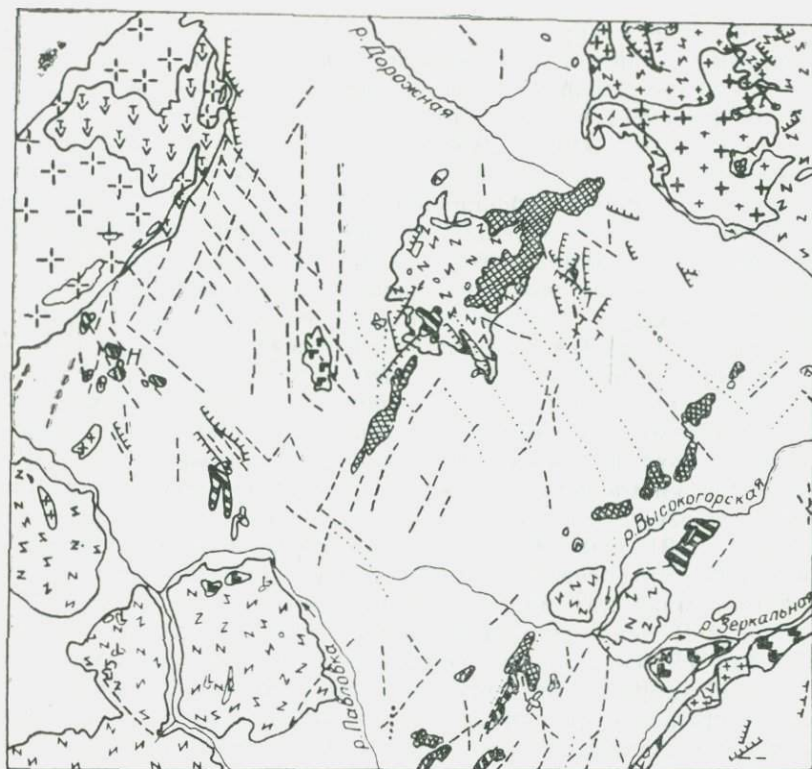


Схема размещения ассоциаций магматических пород в Кавалеровском рудном районе. 1—4 — ассоциации: 1 — габбро-монционит-снениговая (а) и трахиандезитовая (б); 2 — габбро-диорит-гранодиоритовая (а) и базальт-андезит-дацитовая (б); 3 — гранит-порфировая (а) и липаритовая (б); 4 — субвулканические (а) и покровные (б) фации базальтоидной (палеоген-неогеновой); 5—7 — дайки: основного (5), среднего (6) и кислого (7) состава.

нальным андезин-лабрадором, мелкие — длиннопризматическим олигоклазом и андезином. Плагноклаз интенсивно серицитизирован и сосюритизирован, особенно в ядрах кристаллов. Периферические зоны содержат включения рудных минералов и апатита. Клинопироксен представлен субкальциевым авгитом короткопризматической формы ($2V=20-30^\circ$; $cNg=40^\circ$). По трещинкам спайности в нем развиваются вкрапления магнетита. Он часто замещается актинолитом, хлоритом и эпидотом. Наиболее крупные зерна пироксена окружены каемкой (0,05 мм) микрочешуйчатого бурого биотита и октаэдрическими

кристалликами магнетита. Ортопироксен (гиперстен), отмечающийся в виде короткопризматических кристаллов (до 1 мм), окруженных каймой мелкочешуйчатого биотита и магнетита, слабо плеохроирующего в синеватых тонах, встречается редко. Оливин (хризолит) в виде идиоморфных бесцветных кристаллов ($Ng-Np=0,040$; $-2V=80-90^\circ$), по трещинкам в нем развивается рудный минерал, встречается еще реже. Биотит образует единичные порфиновые выделения. Он плеохроирует от бесцветного до зеленого и, по-видимому, гидратирован. В интрузивных фациях такого биотита не отмечалось.

Появление мозаично угасающего кварца в порфиритах обусловлено скорее всего контактовым воздействием интрузии. В кварце отмечаются одно- и двухфазовые включения. Из аксессуарных минералов наиболее распространены апатит (до 1—4%) в виде крупных (до 6 мм) короткопризматических и игольчатых (0,01 мм) кристаллов и магнетит. Последний во вкрапленниках изредка образует скопления объемом до 2—3%. Вкрапленники магнетита имеют хорошо выраженную октаэдрическую форму, а в основной массе отмечается микрозернистый магнетит (0,01 мм). Основная масса порфиритов гиалопилитовая, реже интерсертальная, сложена девитрифицированным стеклом с микролитами олигоклаз-андезина, авгита, магнетита и апатита. В миндалекаменных разностях изометричные миндалины (до 0,5 мм) выполнены актинолитом, иногда с хлоритом, биотитом, хлоритом и зернами рудных минералов. Основная масса наиболее сильно подвержена приконтактовым изменениям: серицитизации и биотитизации. Отмечаются также эпидотовые прожилки.

Пироксеновые порфириты менее распространены, чем плагиоклазовые, отличаясь от них меньшим количеством вкрапленников (до 15%), преобладанием клинопироксена (до 60%) над резко зональным плагиоклазом — олигоклаз-лабрадором (50—30%), большим количеством оливина (5—10%) и актинолита (5—20%), замещающими пироксены.

Оливиновые порфириты встречаются эпизодически; оливин в них составляет до 50% от общего количества (до 15% объема породы) вкрапленников, плагиоклаз — 30—50%, пироксен и амфибол ($cNg=18^\circ$; $Ng-Np=0,020$) — около 10%.

Амфиболовые порфириты редки, вкрапленники в них составляют до 20% и представлены в основном роговой обманкой, актинолитом — 40—60% и плагиоклазом — 50%. Основная масса всех разновидностей трахиандезитовых порфиритов гиалопилитовая и интерсертальная, часто подвержена серицитизации, биотитизации и карбонатизации.

Туфы трахиандезитовых порфиритов имеют подчиненное значение. Текстура их псевдофлюидальная, а структура литокристаллокластическая, алевропсаммитовая. Сложены они обломками трахиандезитовых порфиритов, плагиоклаза, кварца,

калишпата, хлоритизированного амфибола, апатитом, хлоритом и карбонатом. Основная масса алевропелитовая бурая за счет интенсивной биотитизации, карбонатизации и хлоритизации.

В. В. Поповиченко проведено специальное изучение протолочек из пород трахиандезитовой ассоциации, что позволило выявить полный спектр аксессуарных минералов, представленных магнетитом, ильменитом, апатитом, цирконом, касситеритом, галенитом, пиритом, арсенипиритом, лейкоксоном, анатазом, брукитом и муассонитом. Содержание магнетита и апатита достигает 1—4%, а большинства остальных — сотни г/т. Единичные зерна муассонита встречены в двух пробах; достоверность его определения подтверждена рентгеноструктурным анализом. Этот минерал либо образовывался в условиях высоких давлений и температур в верхних частях мантии, либо является привнесенным метеоритами. Достоверность петрологической информации этого минерала не ясна, так как он весьма устойчив в больших диапазонах давлений и температур и может участвовать в тектоно-магматических циклах, не изменяясь. Появление сульфидов и касситерита в составе аксессуариев связано с постмагматическим воздействием Березовской интрузии.

Химический состав пород трахиандезитовой ассоциации в целом близок среднему трахиандезиту (Соловьев, 1970), но отличается от него преобладанием калия над натрием (в вес. % окислов) при заметном снижении (на 2—3%) суммарного содержания щелочей (табл. 1). По соотношению окисного и закисного железа выделяются слабо окисленные (0,2—0,4 в вес. %) и окисленные (0,6—0,8) разновидности. Кремнекислотность порфиритов изменяется в довольно широких пределах (53—62%), а суммарное содержание щелочей — от 3 до 9%. Порфириты с низкими содержаниями щелочей отвечают андезитам нормального ряда, а с высоким — типичным трахитам. Неоднородность состава пород описываемой ассоциации вносит сомнение в правильность трактовки их первично магматического обогащения щелочами. Этот процесс мог быть и наложенным на первично нормальные порфириты в результате метасоматического воздействия на них высококальциевых магматических эманаций Березовской интрузии.

Результаты статистического анализа химизма пород свидетельствуют о нормальном распределении в них большинства порообразующих компонентов, за исключением титана и фосфора. Отклонение распределения последних от нормального закона обусловлено появлением разностей, аномально обогащенных титаном (до 1,3%) и фосфором (до 0,8%). Коэффициенты вариации большинства компонентов низкие — 4—34% и средние — 43—57%, реже высокие — 82% (для летучих). Положительные линейные корреляционные связи характерны для кремнезема с натрием и калием, глинозема с кальцием, закисного железа с магнием и кальцием и магния с кальцием, а отрица-

Таблица 1

Химический состав пород и результаты статистического анализа трахиандезитовой ассоциации (данные В. В. Поповиченко и В. И. Высоцкого, 1965 г.), вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
ВИ-498	53,12	0,85	15,21	1,63	7,76	0,12	7,45	7,86	1,43	1,68	0,27	2,44	99,80
В-52	55,20	0,79	15,12	3,79	5,28	0,32	3,30	3,88	2,08	3,24	0,30	6,03	99,33
ВИ-508	55,22	0,82	16,07	1,49	7,52	0,12	4,77	6,83	2,70	3,02	0,20	0,96	99,72
В-25	56,44	0,83	15,10	1,91	7,46	0,14	3,82	5,24	3,75	3,85	0,20	0,72	99,85
2667	56,52	0,80	16,12	3,38	5,31	0,14	3,62	5,18	2,62	3,62	0,27	1,97	99,55
2670	57,30	0,85	15,21	1,63	7,76	0,12	4,40	7,07	2,40	1,38	0,25	1,53	99,90
В-20	57,44	1,33	15,12	3,06	5,54	0,21	3,08	5,44	2,90	4,06	0,34	1,29	99,84
ВИ-443	57,76	0,84	15,85	1,56	5,66	0,13	3,32	6,26	2,59	4,02	0,24	1,32	99,55
ВИ-506	58,10	0,94	15,67	1,23	5,58	0,13	5,05	6,19	2,50	2,68	0,24	1,03	99,64
ВИ-503	58,47	0,82	17,00	2,08	5,57	0,13	2,34	5,40	3,14	3,77	0,77	0,44	99,93
В-6	58,52	0,76	12,40	4,78	5,36	0,17	5,17	1,94	1,80	2,68	0,30	5,83	99,78
266—4	58,74	0,76	15,59	3,09	4,42	0,14	3,41	5,61	2,72	3,56	0,04	0,77	99,85
В-24—2	61,48	0,64	13,50	2,25	6,18	0,15	2,28	2,13	4,00	5,42	0,22	1,47	99,72
В-15	61,52	0,90	14,04	4,08	5,51	0,22	2,80	1,19	3,30	3,03	0,24	3,13	99,96
В-23	62,60	0,88	13,50	4,24	4,89	0,22	0,50	1,16	3,75	5,57	0,18	2,39	99,88
ХС	57,90	0,15	15,03	2,68	5,90	0,16	3,69	4,76	2,78	3,44	0,27	2,09	99,64
S	2,56	0,15	1,20	1,16	1,09	0,06	1,59	2,19	0,72	1,15	0,15	1,72	
V	4	17	8	43	18	34	43	46	26	33	57	82	

Примечание. ХС — среднее арифметическое содержание; S — среднее квадратичное отклонение; V — коэффициент вариации. Аналитик С. П. Баталова.

Результаты статистического анализа распределения микроэлементов в породах (данные В. В. Поповиченко), г/т

№ пп	Статистики	Sn	Pb	Zn	Cu	Ag	Cr	Co	Ni	V	B	Ga
1	XC	5,4	16	68	74	0,11	48	14	49	121	149	14
2	S	6,1	16	46	24	0,15	27	13	19	58	191	4
3	V	112	99	69	33	146	55	94	38	48	128	29
4	XC	3,3	20	63	90	0,06	52	11	55	87	96	11
5	S	2,4	17	80	75	0,12	40	7	28	73	155	6
6	V	73	50	127	63	206	78	66	49	84	163	54
7	XC	4,4	12	40	95	0,09	68	14	34	133	36	15
8	S	1,9	9	14	62	0,03	81	7	22	56	98	17
9	V	43	72	36	65	45	119	47	65	42	267	109
10	XC	3,2	15	35	85	0,08	101	14	51	149	35	14
11	S	1,8	16	23	52	0,05	104	7	29	58	58	7
12	V	54	105	65	61	60	103	54	56	39	167	49
13	XC	4,5	25	48	93	0,06	57	13	35	129	25	14
14	S	2,6	15	33	51	0,05	30	9	16	58	20	6
15	V	58	65	68	55	96	53	72	45	45	81	44
16	XC	1,5	8	13	100	0,1	200	45	160	200	5	18
17	XC	—	15	72	35	0,07	50	10	55	100	15	20
18	XC	3,1	20	60	20	0,05	25	5	8	40	15	20

Примечание. XC — среднее арифметическое содержание; S — среднее квадратичное отклонение; V — коэффициент вариации. Породы: 1—3 — алевролиты; 4—6 — песчаники приконтактного ореола Березовского массива; 7—9 — трахиандезиты; 10—12 — порфиroidные монцитониты; 13—15 — равнозернистые монцитониты и сиениты того же массива; 16—18 — кларки микроэлементов в основных (16), средних (17) и кислых (18) породах, по Виноградову, 1962.

тельные — для кремнезема с глиноземом, закисным железом, магнием и кальцием, магнезия со щелочами и кальция с калием. Эти связи отражают нормальную направленность эволюции состава пород с ростом их кремнекислотности.

Геохимические данные (табл. 2) показывают, что средние содержания ванадия, хрома, кобальта, меди, олова, свинца и бора в породах трахиандезитовой ассоциации заметно выше кларковых (Виноградов, 1962) для пород среднего состава, а концентрации никеля и цинка — ниже. Близкие к кларковым содержания характерны для серебра.

Габбро-монцитонит-сиенитовая ассоциация

Данная ассоциация объединяет интрузивные образования Березовского массива (130 км²), который приурочен к северо-восточному разлому, оперяющему Центральный структурный шов, и размещается в ядре антиклинали, сложенной алевролитами и песчаниками валанжина и готерив-альба. Массив имеет оваль-

ную форму и вытянут в северо-восточном направлении; сложен в основном монцонитами, сиенитами и граносиенитами. Все породы (Поповиченко, Коломиец и др., 1969 г.) связаны друг с другом фаціальными переходами, что, однако, из-за скудной обнаженности массива и расплывчатости контактов нельзя считать геологически твердо установленным. Следует отметить, что габбро-монцонит-сиенитовые массивы (Золотой, Правовалин-куйский) в Арминском рудном районе имеют четкое фазовое строение: ранняя фаза в них представлена габбро и монцонитами, а поздняя — резко порфиroidными сиенитами и граносиенитами. В Березовском массиве последние представлены равномерно раскристаллизованными мелко-, средне- и крупнозернистыми разностями, поэтому делювиальные свалы могут создать ложное впечатление об их фаціальных взаимоотношениях.

По географическим данным, северная часть массива круто погружается на запад, а юго-западная и южная — пологие с широкими ореолами контактового метаморфизма (Коломиец и др., 1969 г.). Среди монцонитоидов сохраняются останцы кровли измененных порфиритов и роговиков. В восточной, периферической, части Березовского массива отмечаются небольшие штоки амфиболовых габбро и диоритов (петрохимически не изучены), возможно относящихся к натровой габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации.

В целом массив имеет зональное строение: краевые части его сложены прерывистой зоной порфиroidных монцонитов — «зона закалки», затем следует зона (до 1 км) мелкозернистых монцонитов и сиенитов, а центральная, большая, часть массива сложена средне- и крупнозернистыми сиенитами и граносиенитами и отдельными участками монцонитов. Мощность зон порфиroidных монцонитов варьирует от первых десятков до 500 м, что обусловлено различным характером теплового экранирования монцонитондной магмы.

Монцониты по минералогическому составу разделяются на биотитовые, амфиболовые, авгитовые, оливиновые и кварцевые. Наиболее распространены среди них мелко- и среднезернистые, реже порфиroidные, массивные, от серых до темносерых разностей. Сложены они плагиоклазом — 75—80%, авгитом — 1,5, амфиболом — 1—15, биотитом — 1—15, калишпатом — 15—20 и кварцем — 1—5%. В лейкократовых разностях количество темноцветных уменьшается до 1—3%, а в мезократовых — увеличивается до 25—20%. Структура их типично монцонитовая. Плагиоклаз призматический, ксеноморфный к пироксену, слабозональный (прямая и прерывистая), представлен олигоклаз-андезином до лабрадора, обычно серицитизирован, содержит включения игольчатого апатита (до 0,04 мм). Кроме короткопризматического авгита ($cNg = 35-40^\circ$; $2V = 20-30^\circ$), отмечается призматический гиперстен. Пироксены часто заме-

щаются актинолитом, рудными и хлоритом, реже биотитом. Амфибол ксеноморфен относительно авгита и плагиоклаза, плеохроирует в зеленых тонах ($cNg=15-20^\circ$, $-2V=60-70^\circ$). Биотит обычно идиоморфнее калишпата и кварца и ксеноморфнее плагиоклаза и пироксенов. Он резко плеохроирует в бурых и коричнево-бурых тонах; в лейкократовых разностях монцонитов плеохроизм менее резкий, густоокрашенные тона отсутствуют. Биотит содержит включения апатита, циркона и рудных минералов.

Калишпат ксеноморфный, но часто идиоморфнее кварца, содержит микропертиты альбита, пелитизирован. Кварц же образует резко ксеноморфные неправильные или изометрические зерна, содержит газово-жидкие и трехфазовые, обычно изометричные, включения (до десятых микрои). Твердая фаза трехфазных включений представлена аморфным изотропным веществом (стекло или кубики галита), жидкая — розоватыми капельками углекислоты (данные В. В. Поповиченко).

Среди аксессуарных минералов из протолок обнаружены касситерит, апатит, циркон, анатаз, пирит, ильменит и магнетит. Общее содержание их достигает 1000 г/т, а магнетит преобладает (до 900 г/т), количество остальных колеблется в пределах десятков г/т. В монцонитах количество магнетита достигает 2000 г/т, а циркона — до 300 г/т.

В эндоконтактных разностях монцонитов порфиновые выделения составляют от 20 до 60%, а величина их колеблется от 1 до 5 мм. Обычно они идеально оформлены и представлены плагиоклазом, энстатитом, субкальциевым авгитом, оливином, амфиболом и биотитом. Последовательность кристаллизации пироксен — плагиоклаз — амфибол — биотит в них аналогична описанной для раскристаллизованных среднезернистых разностей монцонитов. Основная масса их микрогипидиоморфнозернистая и микропегматитовая, сложена плагиоклазом, калишпатом, кварцем, биотитом, пироксеном, амфиболом и аксессуарными. Степень изменения пород незначительная. Количество магнетита среди аксессуарных минералов (магнетит, циркон, апатит, касситерит, пирит, галенит, халькопирит, рутил, анатаз) обычно низкое — 200—300 г/т, но участками достигает 3000 г/т.

Сниениты и граносниениты — наиболее распространенный тип пород Березовского массива. Среди них выделяются существенно кварцевые, амфиболовые (преобладают) и биотитовые разности. В целом же они сложены плагиоклазом, калишпатом, кварцем, амфиболом, биотитом, орто- и клинопироксеном. Аксессуарные минералы в них представлены магнетитом (до 4000 г/т), пиритом, цирконом, касситеритом, халькопиритом, галенитом, молибденитом, анатазом и сфензом. Общее количество их достигает 6000 г/т.

Контактово-метаморфизованные, вмещающие

Березовский массив осадочные отложения образуют экзоконтактовую зону более 1,5 км, а ороговикованные трахиандезиты — до 0,5 км шириной. Вблизи контакта с интрузией в осадочных породах наблюдается окварцевание цемента и калишпатизация плагиоклаза. Калишпатизация не распространяется далее первых десятков метров, а окварцевание заметно убывает уже на удалении 100—150 м от контакта. Более обширным является ореол серицитизированных и биотитизированных пород. Серицит и микрочешуйчатый биотит развиваются по цементу осадочных пород. Степень их изменений убывает в пределах 1 км от контакта, а в дальнейшем остается постоянной, причем для алевролитов характерна биотитизация, а для песчаников — серицитизация. Соотношения серицита и биотита меняются без заметных временных и пространственных закономерностей. В серицитизированных и биотитизированных породах отмечают кварц-серицитовые, кварц-биотитовые и кварц-серицит-биотитовые прожилки. В целом описываемые изменения затрагивают лишь состав и структуру цемента, но не структуру всей породы. Среднее содержание микроэлементов в контактово-измененных породах Березовского массива сопоставимо с таковым в осадочных породах Кавалеровского района и свидетельствует об отсутствии существенного выноса или привноса их в процессе становления интрузии. Из петрогенных элементов намечается привнос (до 1—1,5%) щелочей и железа во вмещающие породы.

Многочисленные данные по химизму пород Березовского массива (табл. 3—5) говорят о непрерывности фациального ряда слагающих его монцонитов, сиенитов и граносиенитов. Кремнекислотность большинства монцонитоидов изменяется в пределах от 56 до 67% SiO_2 , т. е. отвечает кремнекислотности нормальных кварцевых диоритов и гранодиоритов. Коренным отличием монцонитоидов от последних является повышенная щелочность (суммарное содержание щелочей в них колеблется в пределах 7—10%) и резко выраженное преобладание калия над натрием ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=0,5—0,7$ в вес. %). Зональная расчленения отдельных фациальных разновидностей, отмечаемая многими геологами (Высоцкий, 1970 г., Коломиец, 1971 г.; и др.), подчеркивается относительным повышением основности и щелочности эндоконтактовых фаций порфиридных монцонитов («зоны закалки»). Кремнекислотность и щелочность их колеблется в более узких пределах — 60—63% SiO_2 , суммарное содержание щелочей — 8,5—9,5%, а отношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ довольно устойчиво и в среднем равно 0,6.

Результаты статистического анализа химических составов пород Березовского массива свидетельствуют об однородности состава слагающих его разновидностей, несмотря на видимые структурные различия. По составу порфиридные мелко-среднезернистые монцониты, сиениты и граносиениты близки среднему щелочноземельному сиениту (Соловьев, 1970). Относи-

Химический состав и результаты статистического анализа порфиридных монзонитов эндоконтактной зоны Березовского массива (данные В. В. Поповиченко и В. И. Высоцкого), вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
В-527—В	59,78	0,80	16,49	1,66	6,94	0,11	1,90	3,04	3,32	5,36	0,24	0,10	99,75
2666—2	60,02	0,90	17,03	1,95	5,02	0,13	1,91	3,64	3,58	5,06	0,12	0,10	99,96
ВИ-468	60,44	0,86	16,82	2,02	4,74	0,11	2,14	3,72	3,32	5,02	0,29	0,42	99,98
2644—4	60,48	0,68	16,09	1,50	6,71	0,09	2,22	2,94	3,00	5,04	0,02	0,75	99,52
ВИ-486—А	61,11	0,86	16,50	2,65	3,85	0,26	1,77	3,08	3,41	5,80	0,28	0,50	100,08
В-10	61,48	0,64	15,10	3,48	4,13	0,12	1,88	3,50	4,14	4,60	0,25	0,27	99,76
В-65	61,90	1,05	14,58	2,51	4,18	0,11	1,47	3,10	3,50	5,77	0,31	0,95	99,43
2646—2	61,95	0,80	17,24	0,78	5,86	0,09	1,26	3,85	3,15	4,94	0,16	0,10	100,18
В-8	62,72	0,81	13,50	4,44	4,20	0,07	1,32	2,52	4,00	4,83	0,20	1,17	99,93
1318	62,92	0,60	16,77	1,48	3,78	0,09	1,30	3,14	3,72	5,27	0,05	1,12	100,24
310	63,10	0,65	18,12	1,00	3,00	0,09	1,51	3,43	3,42	5,00	0,03	0,28	99,62
В-63	63,30	1,17	16,24	2,85	3,23	0,12	1,18	2,91	3,50	5,92	0,40	0,85	99,63
ХС	61,59	0,82	16,21	2,19	4,63	0,12	1,66	3,24	3,51	5,22	0,20	0,47	99,86
С	1,24	0,17	1,26	1,05	1,28	0,05	0,36	0,39	0,33	0,42	0,12	0,38	
В	2	21	8	48	28	42	22	12	9	8	62	80	

Таблица 4

Химический состав и результаты статистического анализа мелко- и среднезернистых монцонитов Березовской интрузии (данные В. В. Поповиченко, В. И. Высоцкого, 1965 г. и И. И. Антушевич, 1966 г.), вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
2658	56,12	0,90	16,97	3,29	4,67	0,09	4,50	5,12	3,44	4,00	0,09	0,65	99,88
2646	56,64	0,85	17,55	0,54	6,06	0,13	3,07	5,65	2,59	4,11	0,15	2,11	99,45
1374	57,00	1,00	16,80	1,33	5,52	0,11	3,95	5,97	3,26	3,85	0,32	0,71	99,81
2652	57,72	0,78	15,90	2,67	5,24	0,10	3,42	4,49	3,77	4,58	0,19	1,35	100,21
ВН-510—В	57,75	0,86	16,61	3,22	5,39	0,15	2,60	4,35	3,00	5,04	0,29	0,62	99,87
280	58,28	0,75	17,30	2,14	4,24	0,08	3,37	5,33	3,12	4,48	0,03	0,80	99,97
ВН-422—В	59,24	0,75	16,38	1,17	6,06	0,12	2,96	4,32	3,16	5,38	0,20	0,24	99,98
2656	59,36	1,00	15,96	2,02	5,24	0,09	2,80	5,19	3,28	4,77	0,36	0,20	100,27
328	59,38	0,75	16,29	1,01	4,72	0,14	2,91	4,70	3,16	5,61	0,02	0,91	99,60
2672—2	59,38	0,80	15,76	2,87	4,48	0,10	2,42	4,77	3,22	4,66	0,08	0,39	98,93
В-559—В	59,48	0,64	16,31	1,76	4,47	0,13	2,86	4,03	3,50	4,05	0,18	2,52	99,93
2661	59,54	0,70	14,61	3,10	4,99	0,12	2,61	5,19	3,00	4,15	0,19	1,82	100,02
В-500—В	59,72	0,86	16,42	2,35	4,30	0,16	2,55	3,79	3,03	6,00	0,24	0,71	100,13
1375	60,22	0,82	16,50	0,94	4,63	0,07	2,80	4,00	3,33	5,25	0,06	0,87	100,49
329	60,84	0,65	17,60	1,68	3,96	0,06	3,11	4,27	2,80	4,94	0,03	0,28	100,21
311	60,90	0,80	17,84	1,04	4,25	0,07	2,20	2,66	3,60	5,86	0,02	0,81	100,05
В-576—В	61,24	0,82	16,70	1,81	4,64	0,11	1,86	3,01	3,55	5,63	0,08	0,85	100,01
XC	59,24	0,81	16,56	1,94	4,87	0,11	2,94	4,52	3,22	4,84	0,16	0,93	100,14
S	1,47	0,01	0,79	0,87	0,62	0,03	0,63	0,88	0,30	0,69	0,11	0,66	
V	1	13	5	45	13	27	21	19	9	14	70	71	

Таблица 5

Химический состав и результаты статистического анализа сиенитов Березовского массива (данные В. В. Поповиченко, В. И. Высоцкого, 1965 г. и И. И. Антушевич, 1966 г.), вес. %

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п. п. п.	Сумма
B-556	58,56	0,76	15,65	3,89	4,35	0,20	2,72	4,26	3,62	4,83	0,37	0,87	99,99
B-549—2	58,40	0,94	14,04	3,07	5,93	0,19	2,95	4,07	3,25	5,00	0,32	0,86	100,18
B-556—1	58,48	0,91	12,95	2,29	5,28	0,15	6,03	4,26	3,75	5,00	0,30	0,86	100,50
B-56	58,52	0,74	14,02	3,57	4,52	0,14	3,53	3,88	3,50	4,40	0,31	2,38	99,49
B-555—2	58,64	0,91	14,58	2,37	5,60	0,17	3,52	4,46	3,12	4,43	0,25	1,54	99,85
B-548—2	58,64	0,91	15,12	3,24	5,28	0,10	3,14	3,50	3,25	5,20	0,34	1,33	100,43
B-555—3	59,08	0,83	15,12	3,04	4,02	0,25	2,78	4,26	4,00	5,00	0,26	0,81	99,62
B-28—1	59,36	0,79	15,01	4,04	5,06	0,13	1,88	3,50	3,62	5,16	0,42	0,67	99,81
B-24	60,00	0,64	12,84	3,86	5,71	0,11	3,00	2,72	4,00	4,66	0,25	1,62	99,73
B-11	60,00	1,05	14,58	2,92	4,13	0,13	2,85	3,68	3,20	5,14	0,32	1,40	99,70
B-551—2	60,48	0,83	15,10	1,95	5,00	0,07	3,16	3,30	3,12	5,00	0,23	1,26	99,82
B-580—B	61,32	0,88	15,76	1,47	5,59	0,12	1,88	2,51	3,46	6,00	0,28	0,87	100,04
B-10	61,48	0,64	15,10	3,48	4,13	0,12	1,88	3,50	4,14	4,60	0,25	0,27	99,76
B-15	61,52	0,90	14,04	4,08	5,51	0,22	2,80	3,09	3,30	3,93	0,24	0,23	100,22
B-548—B	61,68	0,85	16,45	1,86	4,56	0,09	1,98	3,26	3,43	5,83	0,29	0,32	100,01
B-550—1	62,00	0,83	12,95	4,53	5,10	0,17	2,12	2,72	3,62	5,40	0,20	0,70	100,18
B-574—B	62,42	0,69	15,18	0,66	6,44	0,11	1,83	2,72	3,39	5,50	0,17	0,65	99,77
B-555	62,44	0,56	14,58	3,04	4,02	0,14	2,84	3,30	2,87	4,60	0,20	1,24	100,03
B-64	62,50	0,95	14,58	3,01	3,09	0,09	2,03	2,72	3,40	5,92	0,29	1,29	100,05
B-555	62,58	0,64	14,04	3,75	4,35	0,22	2,52	3,10	3,12	5,20	0,16	1,05	100,96
2653	62,82	0,41	15,41	1,45	2,73	0,08	0,81	1,40	3,07	6,40	0,06	0,84	100,48
B-554—2	63,10	0,71	14,04	4,10	4,50	0,16	2,55	2,91	3,00	3,42	0,17	1,07	99,94
B-577—B	63,28	0,60	16,36	1,43	3,79	0,12	2,20	3,29	3,16	5,15	0,18	0,58	100,14
B-550—2	63,28	0,64	13,50	2,06	3,46	0,13	3,57	2,91	3,25	5,42	0,16	0,92	99,58
B-552	63,72	0,55	12,42	3,58	4,50	0,15	2,14	2,72	2,87	6,50	0,16	1,25	100,98
B-566—B	63,80	0,92	16,47	1,20	5,28	0,10	1,72	3,15	3,58	5,76	0,25	0,60	99,83
XC	61,07	0,77	14,61	2,84	4,68	0,14	2,63	3,28	3,38	5,13	0,25	0,98	99,76
S	1,90	0,15	1,11	1,06	0,89	0,05	0,96	0,68	0,36	0,70	0,08	0,47	
V	3	20	8	37	19	33	36	21	11	14	32	48	

тельное (статистически незначимое) снижение средней кремнекислотности (на 2—2,5%) пород отмечается для равномерно-зернистых разновидностей монзонитов. Коэффициенты вариации большинства породообразующих компонентов, за исключением окисного железа, летучих и фосфора, — низкие (до 35%). Корреляционные связи между компонентами также однотипны. Наиболее характерна линейная отрицательная связь кремнекислоты с закисным железом, кальцием и магнием, свидетельствующая о монотонном снижении содержания железа, кальция и магния в породах с ростом кремнекислотности пород.

Для выявления закономерностей распределения микроэлементов в породах и минералах в спектральной лаборатории ДВГИ сделаны количественные спектральные анализы на олово, свинец, цинк, медь, серебро, хром, кобальт, никель, ванадий, бор и галлий (аналитики Т. В. Ланкова, Л. И. Азарова, Н. В. Бурмак, В. И. Савельева). Все пробы сведены в выборки и обчислены методом математической статистики на ЭВМ Мир-22 в лаборатории информационных методов ДВГИ Э. Б. Кулешовой. Некоторые выборки сравнивались между собой по критерию Стьюдента, рассчитаны критические значения коэффициентов корреляции для вероятности 0,95.

Средние содержания микроэлементов в изверженных породах Березовского массива (табл. 2) близки к кларковым для средних типов пород, по Виноградову (1962). Порфиридные эндоконтактные фации и внутренние равномерно раскристаллизованные фации ее по содержаниям элементов не отличаются, но они резко различны по корреляционным связям. В раскристаллизованных разновидностях устанавливаются линейные связи между оловом, медью, хромом, кобальтом, ванадием и галлием. В апикальных и приконтактных фациях олово связано линейной зависимостью лишь с серебром. Трахиандезиты и равномерно раскристаллизованные фации Березовского массива различаются по средним содержаниям свинца и серебра, в то же время отличны от апикальных частей интрузии. Линейных корреляционных связей с другими элементами в них не отмечается.

Химический состав биотитов (1—3) и амфиболов

№ пп	№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
1	В-554—1	39,20	3,32	11,03	3,19	18,97	0,27
2	В-541—2	39,33	3,32	11,01	3,61	19,13	0,23
3	ИШ-2811	35,30	4,56	12,41	3,22	18,96	0,20
4	В-541—2	46,51	1,46	5,24	3,50	16,43	0,42
5	В-552	47,91	0,88	3,51	8,51	14,63	0,44
6	ИШ-2811	47,85	1,06	5,82	3,33	13,16	0,41

Примечание. 1—2 и 4—5 — образцы В. В. Поповичевой.

Следовательно, связь олова со свинцом, медью, хромом, ванадием, кобальтом и галлием обусловлена метасоматическими преобразованиями в посткристаллизационную стадию.

Вмещающие породы: алевролиты и песчаники по средним содержаниям микроэлементов не различаются. В них, как и в раскристаллизованных фациях Березовской интрузии, отмечаются линейные корреляционные связи олова с цинком, медью, хромом, никелем, ванадием и галлием. Рассматривая содержания элементов относительно удаленности от контакта интрузии, видим, что на интервале 500—2000 м отмечается снижение содержания олова, хрома никеля, ванадия и галлия, т. е. элементов, связанных линейными зависимостями. Концентрация их, очевидно, регулируется процессом контактово-метасоматического воздействия Березовской интрузии.

Биотиты из монзонитоидов Березовского массива по химическому составу отвечают слюдам ряда флогопит — сидерофиллит. Общая железистость их средняя — 56%, а глиноземистость низкая — 16—17% (табл. 6—7). Содержание олова в биотитах подвержено значительным колебаниям от 8 до 63 г/т, независимо от уровня эрозийного среза (табл. 8), и в отдельных пробах приближается к уровню его концентрации в рудоносных гранитоидах (Барсуков, 1957). Для выявления формы вхождения олова в биотиты растертые пробы последнего центрифугировались в тяжелой жидкости с удельным весом 3,24, а затем подвергались спектральному анализу одновременно с нецентрифугированными пробами. Содержание олова, а также кобальта и никеля в первых резко снижалось, что свидетельствует о вхождении значительной части олова в состав включений акцессорных минералов — касситерита, ильменита, магнетита и циркона. Меньшая часть олова изоморфно входит в кристаллическую решетку биотита. Данные по скандиенности биотитов позволяют нам воспользоваться геотермометром Офтедаля и определить температуру кристаллизации биотита (620—660°).

Амфиболы по химическому составу отвечают обыкновенной

Таблица 6

(4—6) из монзонитоидов, вес. %

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O+	H ₂ O-	F	P ₂ O ₅	Сумма
9,54	2,61	0,54	7,08	3,62	—	0,34	—	99,57
9,66	2,34	0,54	6,60	3,57	—	0,50	—	99,63
12,48	1,43	0,34	6,59	3,57	—	0,96	—	99,62
11,60	9,12	0,99	1,11	2,91	—	0,36	—	99,50
11,73	8,73	0,81	0,42	2,69	—	0,36	—	100,47
12,47	10,82	1,29	0,54	1,85	0,30	0,08	0,53	99,51

ченко, 3 и 6 — образцы В. С. Иванова, аналитик З. С. На-

№ пп	обр.	K	Na	Ca	Σ	Mg	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Ti	AlVI
1	B-554	0,75	0,09	0,23	1,07	1,18	1,32	0,20	0,02	0,21	0,07
2	B-541—2	0,70	0,09	0,21	1,00	1,20	1,33	0,23	0,02	0,21	0,01
3	ИШ-2811	0,65	0,05	0,12	0,92	1,44	1,23	0,18	0,01	0,14	—
4	B-541—2	0,23	0,31	1,63	2,17	2,88	2,29	0,44	0,06	—	—
5	B-552	0,09	0,26	1,56	1,91	2,90	1,56	1,06	0,06	—	—
6	ИШ-2811	0,25	0,16	1,71	2,10	2,74	1,63	0,37	0,05	0,13	0,08

роговой обманке. Содержание олова в амфиболах из монцони-тоидов (30—40 г/т) и трахиандезитов (55 г/т) Березовского массива в среднем выше, чем в биотитах (табл. 6—7). После центрифугирования порошковых проб амфибола количество олова и ряда других микроэлементов резко снижалось, что связано с вхождением значительной их части в состав аксессуарных минералов.

По степени изменения и удельному весу амфиболы были разделены на две группы: слабоизмененные с удельным весом 3,1—3,2 г/см³ и измененные с удельным весом 3,0—3,1 г/см³. В первых содержание олова в несколько раз выше, чем во вторых, что свидетельствует об обогащении амфиболов оловом в период их кристаллизации и выносе его в постмагматическую стадию.

Клинопироксены по оптическим константам отвечают авгиту. Наиболее высокие содержания олова характерны для пироксенов из монцонитов (76 г/т) Березовского массива и из монцонит-порфиоров (шток на Арсеньевском месторождении). Неизмененные и слабоизмененные (хлоритизированные и амфиболлизированные) пироксены с удельным весом 3,18—3,30 г/см³ по отношению к сильноизмененным пироксенам с удельным весом 3,10—3,18 г/см³ обычно содержат повышенное количество олова и других микроэлементов (за исключением хрома и скандия). Однако доля выносимого олова невелика. Наряду с оловом выносятся свинец, серебро, марганец и циркон, кобальт и ванадий, тогда как хром и скандий, наоборот, накапливаются в продуктах изменения пироксенов.

Закономерности развития магматизма и оруденения

Магматические породы Кавалеровского рудного района чрезвычайно разнообразны как по составу, так и по формам проявления. Они разделяются нами по комплексу геологических, петрогеохимических и металлогенических признаков на 5 групп (ассоциаций): 1) базальтоидная; 2) трахиандезитовая

Σ	Si	Al	Ti	Σ	O	OH	F	Σ	O	OH	f ₀	l
3	2,99	1,01	—	4	—	1,99	0,01	2	10	—	56	16
3	2,93	1,07	—	4	—	1,89	0,11	2	10	—	56	16
3	2,74	1,14	0,12	4	0,26	1,50	0,24	2	10	—	50	17
5,67	6,80	1,02	0,18	8	—	1,98	0,02	2	22	—	48	8
5,58	7,21	0,68	0,11	8	—	1,98	0,02	2	22	—	47	5
5,00	7,07	0,93	—	8	—	1,96	0,04	2	21,6	0,39	42	8

и габбро-монцонит-сиенитовая; 3) базальт-андезит-дацитовая и габбро-диорит-гранодиоритовая; 4) гранодиорит-гранитная плутоническая, лишенная вулканогенных аналогов; 5) липаритовая, трахилипаритовая и гранит-порфировая (см. рисунок). Возрастной диапазон формирования этих магматических образований был довольно длительным, предположительно от верхней перми или триаса до палеогена или неогена. Максимум магматической деятельности приходится на верхнемеловой период. Важной чертой развития магматизма является почти непрерывное формирование базальтоидных магм в чистом виде — на начальных и конечных этапах и в составе сложных мантийно-коровых образований в верхнемеловой период наиболее интенсивной магматической деятельности.

В доверхнемеловой (геосинклинальный) этап развития региона формировались небольшие пластовые, реже секущие тела (участки интенсивно альбитизированные) базальтоидов спилит-диабазовой ассоциации. Минимум магматической активности приходится почти на весь нижнемеловой период, когда происходило интенсивное накопление терригенных геосинклинальных толщ. Завершение нижнемелового геосинклинального режима и начало орогенного характеризовалось активизацией структурных швов — Центрального и Прибрежного, заложением новых, оперяющих их, субпараллельных и поперечных разломов, а также формированием самых крупных в западной части района интрузий (Березовской и Араратской), их сателлитов, даек и вулканитов трахиандезитовой, габбро-монцонит-сиенитовой, а также ранних членов базальт-андезит-дацитовой и габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциаций.

Развитие щелочных калиевых магм в Кавалеровском районе приурочено в основном к западной, наиболее прогнутой, части Главного синклиория. Погружение поверхности кристаллического фундамента здесь, по географическим данным (Василенко, Ключев, 1973 г.), достигало 22 км, что, естественно, привело к нарушению изостатического равновесия между породами гранитного и базальтового слоев земной коры и верхней мантии. Это неоднократно нарушение и приводило к выплавлению и

Распределение микроэлементов в минералах монцонитоидов и трахандезитов

№ пп	№ обр.	Sn	Pb	Zn	Ag	Cr	Co	Ni	V	Ga	Zr	Sc
1	В-554—1 Би	23	36	280	0,08	130	41	160	340	28	380	—
2	В-554—1 Би	17	36	400	2,20	20	26	140	310	21	270	—
3	В-541—2 Би	8	30	320	0,08	120	40	86	420	23	630	15
4	В-541—2 Би	6	15	330	1,50	91	21	71	320	19	340	9
5	В-541—2 Ам	19	18	270	0,09	110	38	110	340	19	1100	27
6	В-541—2 Ам	20	13	480	1,70	120	37	110	360	16	910	14
7	В-550—2 Ам	31	25	220	0,12	170	40	110	360	20	480	25
8	В-550—2 Ам	21	26	380	2,20	140	47	91	300	17	360	40
9	В-11 Ам	55	22	150	0,09	210	55	210	400	—	450	—
10	В-11 Ам	32	15	110	0,03	760	32	120	220	6	330	43
11	В-25 Пи	76	100	320	0,14	260	91	380	270	26	650	140
12	В-25 Пи	41	87	220	0,13	1300	68	240	260	23	790	220
13	В-27 Пи	69	71	450	0,06	150	130	480	480	34	—	560
14	В-27 Пи	76	110	480	0,12	200	100	360	340	24	410	120

Примечание. В биотитах (1—4), амфиболах (5—10) и пироксенах (11—14) из монцонитоидов (1—8) и трахандезитов (9—10) до центрифугирования (1, 3 и т. д. нечетные) и после (четные), данные В. В. Поповиченко.

внедрению в верхние ярусы коры базальтоидных магм. Наиболее интенсивный приток тепла и поступление базальтоидных магм из мантийных магматических очагов по зонам глубинных разломов вызвало плавление гранитной земной коры, вначале нижних горизонтов, а затем, по-видимому, более высоких ее слоев, вплоть до основания мезозойского осадочного чехла. Одновременно с этим, очевидно, происходило наращивание базальтового слоя. В связи с этим следует отметить, что на механизм формирования базальтового слоя земной коры многие исследователи в последнее время перестали обращать внимание, переклотив его на верхнюю мантию. Формирование же базальтового слоя, по нашему мнению, неразрывно связано с формированием гранитоидных магм, рудоносных флюидов и гидротерм в гранитном слое земной коры. Степень прогрева и гранитизации последней в различных участках должна находиться в прямой зависимости от интенсивности наращивания и тектонических движений базальтового слоя.

Весьма важными, очевидно, являются процессы образования промежуточных по составу андезито-базальтовых, андезито-дацитовых и монцонитовых магм. Их появление, возможно, фиксирует этап смешения базальтоидных магм мантийного и гранитоидных магм корового происхождения. Наличие нормальных андезитов, наряду с трахиандезитами и трахитами в составе трахиандезитовой ассоциации фиксирует начальный этап неравномерного смешения и быстрого извержения на поверхность таких магм. Выравнивание их состава до более стабильных монцонитовых и сиенитовых расплавов происходило уже на стадии становления и кристаллизации крупных интрузий (Березовской и Араратской). Состав их сателлитов и даек отличается большей неоднородностью.

Становление монцонитоидных интрузий протекало довольно быстро в приповерхностных условиях и сопровождалось отщеплением рудоносных флюидов и гидротерм. Известные вблизи западного контакта Березовского массива оловянные рудопроявления Ямчеза и Интересное относятся к переходной от кварц-касситеритовой к касситерит-силикатно-сульфидной формации. В составе их отмечается наличие грейзеновой минерализации с топазом, вольфрамитом, шеелитом и молибденитом. Следует отметить также обнаруженную авторами кварц-флюоритовую минерализацию в северном — Дорожном — монцонитовом сателлите Березовского массива (на правом берегу р. Дорожная, в борту дороги в пос. Журавлевка). Мощность жил, судя по делювиальным свалам, достигает 30 см, а состав их представлен халцедоновидным, шестоватым, или пластинчатым, кварцем и зеленым или светло-зеленым крупнозернистым, часто зональным, флюоритом. В жилах отмечаются желваки окремненных и сульфидизированных осадочных пород.

Спектральным анализом в кварц-флюоритовых породах об-

наружены (в г/т): марганец 5—9; свинец 10—43; молибден 3—5; титан — 1—9; литий 30—50; медь — 20—50; серебро 0,5—1,6; стронций 200—300 и бор 1—17. Кварц-флюоритовая минерализация наблюдалась и в экзоконтактной части Дорожного штока, а широкое ее развитие характерно для Арсеньевского олово-полиметаллического месторождения, расположенного вблизи северо-восточной части Березовского массива. Пологое падение восточных контактов последнего создало, очевидно, наиболее благоприятную обстановку для формирования здесь отдельных штоков, даек монцитонитов и крупных оловянных месторождений.

Появление флюоритовой, а также отмеченной выше редкометалльной минерализации в касситерит-силикатно-сульфидных месторождениях необычно и может быть обусловлено смешением базальтоидных и гранитоидных магм в основании гранитного слоя с образованием промежуточных по составу монцитонитовидных и андезито-дацитовых расплавов.

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. К геохимии олова. — «Геохимия», 1957, № 1, с. 36—45.
- Виноградов А. П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры. — «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.
- Говоров И. Н. Геохимические циклы олова и типы оловоносных магматических комплексов. — Закономерности размещения полезных ископаемых. М., «Наука», 1973, с. 153—167.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, 309 с.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МОНЦОНИТОИДОВ МОЛОДЕЖНОЙ ИНТРУЗИИ (ПРИМОРЬЕ)

Р. А. Октябрьский, Ж. А. Щека, Ю. С. Бабаева

Интрузия (площадь — 16 км², форма — слабоовальная) расположена в междуречье р. Обильная и ключа Россомаха. Восточный контакт ее проходит в 1 км к западу от горы Высокой (абс. отм. 1746 м). Интрузия ороговиковывает нижнемеловую осадочную толщу, представленную алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, реже глинистыми сланцами. Наши наблюдения в верховьях ключа Буреломный, на северном контакте интрузии, показали наличие темно-серых кварц-мусковит-магнетитовых и гематит-биотит-апатит-кварцевых роговиков, содержащих темно-зеленый турмалин в 10—20 м от контакта. Ширина зоны контактового метаморфизма составляет 250—300 м. Зона эндоконтакта представлена здесь кварцсодержащими монцонит-порфирами, переходящими по удалению от контакта в средне-крупнозернистые порфиоровидные кварцсодержащие монцониты.

Расположение Молодежной интрузии в пределах положительной магнитной аномалии, постепенно затухающей к западу, дает возможность предполагать, что кровля ее полого погружается к западу (Антонов, Кульков, 1964 г.). На востоке интрузия прорывает верхнемеловые диоритовые порфириты с пиритом (верховья ключа Мелкий); при этом в зоне эндоконтакта в делювии присутствуют субэффузивного облика породы, содержащие около 15% калиевого полевого шпата в основной массе и, вероятно, представляющие зону закалки монцонитов. По данным Б. А. Черныша (1958 г.), обломки габбро-монцонитов содержатся в туфах приморской свиты верхнего мела.

В центральной части массива, в 600 м к северо-востоку от русла ключа Россомаха, монцониты содержат маломощные (до 5 см) турмалин (зеленовато-бурый)- амфибол-кварц-калишпатовые и турмалин (густо-зеленый)-магнетит-кварцевые жилки. В 1 км к юго-западу от выс. 1470 м встречены дайки (?) пироксен-биотитовых диорит-порфиров, отмечающиеся также в аллювии верховьев ключа Мелкий, на восточном контакте интрузии.

Молодежная интрузия на 25% сложена разнозернистыми — от мелко- до крупнозернистыми — большей частью порфиоровид-

ными габбро, габбро-монцонитами, реже троктолитами. Эти разновидности образуют полосу шириной до 1,5 км, приуроченную к северному контакту интрузии, а также два небольших пятна (до 2 км²) в западной и юго-западной ее частях, на правом борту ключа Россомаха (см. рисунок). Взаимоотношения габбро и габбро-монцонитов с собственно монцонитами не совсем ясны.

Фазовых взаимоотношений между мелкозернистыми порфиroidными и средне-крупнозернистыми габбро, габбро-монцонитами не наблюдается. Обычно мелкозернистые порфиroidные и средне-крупнозернистые разности встречаются вместе, что обусловлено, вероятно, фаціальными переходами. На выс. 1470 м нами отмечены пегматонидные габбро-монцониты, а к востоку от этой высоты среди габбро-крупнозернистых габбро-монцонитов встречены мелкозернистые желтовато-серые троктолиты, сложенные оливином, плагиоклазом, рудным минералом и совершенно лишены биотита, являющегося «сквозным» минералом для пород Молодежной интрузии.

Габбро и габбро-монцониты — это мезократовые, слабоизмененные породы. Структуры их призматически зернистые, большей частью порфиroidные, иногда с очень мелкозернистыми участками (до 2 см²) оливин-клинопироксен-биотитового или оливин-амфиболового состава в габбро. Среди этих разновидностей наиболее распространены мелкозернистые порфиroidные оливин-пироксен-биотитовые габбро, габбро-монцониты при подчиненном развитии безоливиновых, амфиболсодержащих и средне-крупнозернистых типов (табл. 1). Порфиroidные вкрапленники представлены оливином, пироксеном, плагиоклазом.

Темноцветные минералы имеют умеренную железистость (табл. 2, 3). Оливин представлен гялосидеритом, ромбический пироксен — гиперстеном, моноклинный пироксен — авгитом, реже салит-авгитом. Оливин и моноклинный пироксен из средне-крупнозернистых габбро глубоко эродированных участков интрузии (обр. Р-930а₂, подножие правого борта ключа Россомаха) являются более магнезиальными по сравнению с таковыми в мелкозернистых габбро и троктолитах апикальных частей массива (выс. 1470, обр. Р — 932щ, Р — 932ю, табл. 3). Светло-зеленый и буроватый амфибол замещает авгит и образует скопления мелких таблитчатых зерен. Биотит имеет красновато-коричневую окраску в шлифе, что обусловлено повышенным содержанием титана (табл. 2). Постоянно присутствуют иголки и зерна апатита.

Плагиоклаз образует свежие удлиненные таблицы, всегда сдвойникован, слабозональный, часто пятнистый и представлен битовнит-лабрадором № 82÷53 (табл. 2). Зональность, пятнистость, извилистые края таблиц наиболее отчетливо проявлены в габбро-монцонитах на контактах с калишпатом, где плагиоклаз окружен узкой каймой лабрадора № 53. Крупные таблицы плагиоклаза иногда содержат массу мелких зерен оливина,

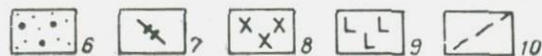
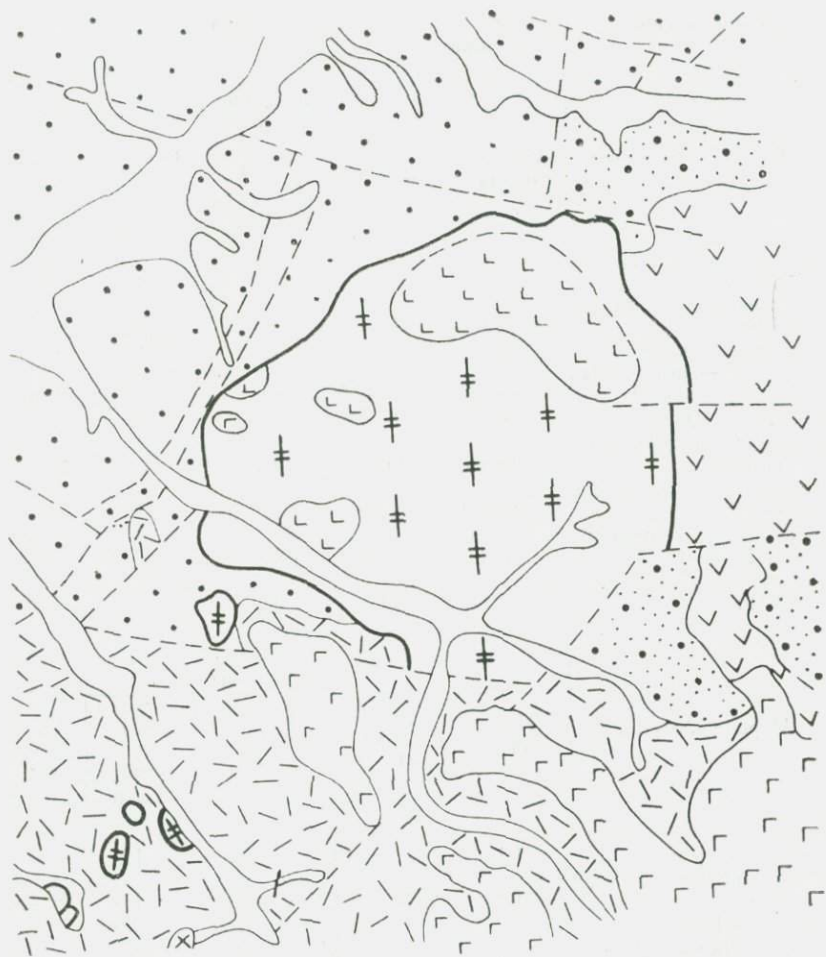


Схема геологического строения района Молодежной интрузии (Антонов, Кульков, 1964). 1 — аллювий, 2 — базальты неогеновые, 3 — кислые эффузивы K_2 , 4 — вулканиты среднего состава K_2 , 5—6 — терригенные песчано-сланцевые (5) и алеврит-песчано-конгломератовые (6) толщи K_1 , 7 — монзониты мелко- и среднезернистые K_2 , 8 — диориты K_2 , 9 — габбро-троктолиты, габбро-монзониты K_2 , 10 — тектонические нарушения

Количественно-минеральный состав пород Молодежной интрузии,
объем, %

Порода, № обр.	Минералы				
	Плагио- оклаз	Кали- шпат	Кварц	Оли- вин	Гипер- стен
Среднезернистое габбро P-930a ₂	43,0	—	—	20,3	2,9
Мелкозернистое габбро P-930г	41,1	—	—	7,6	—
Троктолит P-932ю	68,9	—	—	28,1	—
Габбро-монцонит P-931a	38,3	3,6	—	17,0	—
Габбро-монцонит P-931м	42,4	3,5	0,2	—	9,9
Монцонит P-932з	36,6	14,5	—	15,9	1,7
Монцонит порфировид- ный P-933к	40,0	20,0	0,6	—	16,6
Монцонит мелкозерни- стый P-930и	16,3	22,1	1,2	—	8,5
Монцонит крупнозерни- стый P-933е	55,2	25,3	3,3	—	—
Габбро-монцонит-порфир P-931з	57,2	3,9	3,5	—	—

Порода, № обр.	Минералы					
	Пи- рок- сен	Амфи- бол	Био- тит	Руд- ные	Вто- рич- ные	Сфен (апа- тит)
Среднезернистое габбро P-930a ₂	21,1	—	10,2	0,6	1,9	—
Мелкозернистое габбро P-930г	21,3	26,3	1,4	0,7	1,6	—
Троктолит P-932ю	—	—	—	0,5	2,5	—
Габбро-монцонит P-931a	31,4	—	5,1	0,7	3,9	—
Габбро-монцонит P-931м	35,4	—	1,2	6,3	1,1	—
Монцонит P-932з	18,0	—	14,2	1,3	0,8	—
Монцонит порфировид- ный P-933к	18,5	—	2,0	2,0	—	0,3
Монцонит мелкозерни- стый P-930и	20,2	22,2	7,8	1,7	—	—
Монцонит крупнозерни- стый P-933е	5,6	5,0	3,8	1,2	—	0,6
Габбро-монцонит-порфир P-931з	—	2,0	8,8	2,6	21,4	—

пироксена биотита; габбро-монцониты — до 5% калишпата-анортоклаза или триклинного ортоклаза с долей альбитового компонента в них до 50% (табл. 2). Калишпат всегда свежий и выполняет интерстиции между плагиоклазовыми таблицами,

Оптические свойства и состав минералов пород Молодежной интрузии

Порода, № обр.	Минерал	CNg°	2V°	Ng	Np	Состав, %				
						W ₀	f _{общ}	An	Ab в кпш.	Δ кпш.
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Троктолит Р-932ю	Оливин				1,716		43	68		
	Плагиоклаз									
Среднезернистое габбро Р-930а ₂	Оливин		-82		1,702		35			
	Салит	41	+56+58		1,685	47	28			
	Бiotит			1,645			48			
	Плагиоклаз							70-58		
Мелкозернистое габбро Р-930г	Оливин				1,718		43			
	Салит-авгит	38	+55	1,715	1,691	45	38			
	Роговая обманка	10	-81	1,675			39			
	Бiotит			1,670			71			
	Плагиоклаз							65		
Оливиновый габбро-монцит Р-931а	Оливин				1,719		44			
	Гиперстен		-47				38			
	Авгит	33	+47+52	1,714	1,688	41	34			
	Бiotит			1,645			48			
	Плагиоклаз							65-55		
	Анортоклаз		-54						50	0,2
Мелкозернистый габбро-монцит Р-931м	Гиперстен		-52	1,710			34			
	Авгит	35	+53		1,687	44	32			
	Бiotит			1,651			54			
	Плагиоклаз							82-53		
	Триклинный ортоклаз		-47-57						10	0,2
Оливиновый монцит Р-932з	Оливин				1,720		44			
	Гиперстен		-50	1,708			33			
	Авгит	37	+46+51			40,5	33			
	Бiotит			1,651			54			
	Плагиоклаз							58-35		
	Анортоклаз		-50						40	0,3
Монцит Р-933к	Гиперстен		-46				38			
	Авгит	34	+46+51		1,688	40	34			
	Бiotит			1,670			71	54-32		
	Триклинный ортоклаз		-46-52						25	0,2

1	2	3	4	5	5	7	8	9	10	II
Мелкозернистый монцонит P-930и	Гиперстен		-46-52		1,701	37				
	Салит	37	+52+60		1,690	47	38			
	Роговая обманка	18	-71		1,654		38			
	Биотит			1,670			71			
	Плагиоклаз							65-34		
	Триклинный ортоклаз			-48						25
Крупнозернистый монцонит P-930е	Авгит	35	+50+56		1,693	46	41			
	Роговая обманка	20	-70		1,678		41			
	Биотит				1,672		73			
	Плагиоклаз							48-38		
	Триклинный ортоклаз			-61						15
Монцонит-порфир P-931з	Биотит				1,663			65		
	Плагиоклаз									78-50

Примечание. Состав и степень триклинности калиевых полевых шпатов определялись по диаграммам А. С. Марфунина (1962) и таблице В. В. Смирного (1962).

редко образует зоны и прожилки мелких ксеноморфных зерен.

Рудная минерализация в габбро и габбро-монцонитах развита слабо (до 10% рудных минералов) и относится к раннемагматическому типу. В большинстве она представлена смешанной сульфидной и окисной минерализацией в равных количественных соотношениях. Рудные минералы образуют мелкие, овальной и неправильной формы зерна, равномерно распределенные в породе, реже — более крупные шлиры (3×5 мм), приуроченные к базальтовым габбро-монцонитам. Сульфидная минерализация — это зерна пирротина, содержащие до 20% округлых и удлинённых вростков халькопирита и редко единичные пламенивидные и игольчатые выделения пентландита. Присутствуют также единичные зерна пирита, слабо замещённого лимонитом. Окисная минерализация представлена самостоятельными зёрнами ильменита и титаномагнетита, а также их сростками с большей долей ильменита. Титаномагнетит не несёт структур распада твёрдых растворов, которые появляются только в авгит-амфиболовых габбро-монцонитах.

Постмагматические и вторичные процессы в габбро, габбро-монцонитах развиты слабо. Наблюдается замещение оливина серпентином боулингитом, редко тальком, пироксены замещаются светло-зеленым или буроватым амфиболом, хлоритом, ак-

Таблица 3

Химический состав минералов из пород Молодежной интрузии, вес. %

Окислы	Троктолит P-932ю	Крупнозернистое габбро P-930a ₂		Габбро P-932щ	Габбро-монзонит P-931a		
	оливин	оливин	биотит	авгит	оливин	авгит	биотит
SiO ₂	36,50	36,00	36,80	51,50	38,47	52,20	37,45
TiO ₂	0,32	Следы	4,32	0,95	0,19	0,53	3,94
Al ₂ O ₃	1,40	0,41	16,40	2,25	1,36	4,05	15,02
Fe ₂ O ₃	2,28	Следы	1,38	1,72	0,65	1,00	5,11
FeO	33,26	32,31	11,74	9,91	36,78	9,42	11,60
MnO	0,32	0,48	0,08	0,25	0,56	0,23	0,11
MgO	24,26	29,88	16,86	13,73	21,12	13,00	14,80
CaO	0,70	0,20	0,53	18,93	1,54	18,72	0,64
Na ₂ O	0,05	Следы	0,65	0,18	0,20	0,34	0,48
K ₂ O	0,21	0,03	7,68	0,12	0,31	0,21	7,37
P ₂ O ₅	—	0,59	Her	—	0,33	0,15	—
H ₂ O+	—	—	2,91	—	—	—	3,41
H ₂ O-	0,50	Следы	0,10	—	—	—	0,08
F	—	—	0,30	—	—	—	0,05
Cr ₂ O ₃	Her	He опр.	—	Her	He опр.	Her	—
NiO	0,02	He опр.	—	0,04	He опр.	0,21	—
CoO	0,01	He опр.	—	0,01	He опр.	0,01	—
Сумма	99,83	99,90	99,57	99,59	99,51	100,07	100,06
CNg°	—	—	—	35	—	33	—
2V°	—	—	—	+45+46	—	+47+52	—
Ng	—	—	1,645	1,715	—	1,714	1,645
Np	1,716	1,702	—	1,689	1,719	1,688	—
*f _{общ} %	43	35	48	34	45	34	48

Окислы	Кварцосодержащие монциты							
	P-932н			P-933ц			P-933ж	
	гиперстен	авгит	биотит	гиперстен	авгит	биотит	амфибол	биотит
SiO ₂	53,35	51,07	36,40	53,00	51,67	36,00	45,40	36,30
TiO ₂	0,56	0,55	5,40	0,32	0,40	5,00	1,31	4,18
Al ₂ O ₃	1,60	2,59	15,05	1,60	2,88	13,87	6,20	14,40
Fe ₂ O ₃	1,20	1,75	1,96	1,68	1,09	4,01	7,49	3,27
FeO	24,11	10,66	17,47	26,13	11,14	18,47	11,88	18,62
MnO	0,36	0,30	0,11	0,41	0,35	0,12	0,48	0,25
MgO	13,68	12,79	11,35	13,73	12,16	11,24	11,75	10,00
CaO	3,00	18,80	0,35	1,93	18,39	0,39	11,25	0,53
Na ₂ O	0,05	0,33	0,43	0,07	0,41	0,28	0,96	0,46
K ₂ O	0,15	0,05	8,18	0,24	0,25	7,68	0,64	7,68
P ₂ O ₅	0,35	0,17	Нет	0,35	0,36	Нет	—	Нет
H ₂ O+	—	—	2,92	—	—	2,70	2,61	3,78
H ₂ O-	0,70	0,50	—	—	0,58	0,20	0,10	—
F	—	—	0,30	—	—	0,30	—	0,40
Cr ₂ O ₃	0,36	0,021	—	Нет	0,004	—	—	—
NiO	0,07	—	—	0,06	—	—	—	—
CoO	0,03	—	—	0,03	—	—	—	—
Сумма	99,57	99,58	99,79	99,55	99,68	99,89	99,97	99,70
CN _g ^o	—	35	—	—	36	—	20	—
2V ^o	-51	+50	—	-45-51	+50	—	-69	—
Ng	—	1,718	1,661	—	1,715	1,660	1,680	1,663
Np	1,703	1,692	—	1,705	1,689	—	—	—
* I общ %	38	41	62	40	36	62	44	63

* Значения железистости приведены по оптическим данным. Аналитики Ж. А. Шека, Ю. С. Бабаева (ДВГИ).

тинолитом с выделением магнетита, биотитом; при этом последний иногда сильно прорастает пироксен по спайности в виде мельчайших пластинок. Биотит при сильном развитии вторичных процессов замещается хлоритом и насыщен пылеватым магнетитом.

Собственно монцониты слагают 75% площади интрузии и разделены на два типа: бескварцевые и кварцсодержащие (до 10% кварца). Они также преимущественно разнозернисты, порфировидны, с широким развитием гиперстена при незначительном содержании оливина (табл. 1). В южной части массива, в коренных обнажениях правого борта ключа Россомаха, пегматоидные, обогащенные биотитом монцониты образуют включения размером 20×30 см с резким (1—2 см) переходом в порфировидные мелко-среднезернистые монцониты, содержащие также маломощные (3 см) жилы порфировидных разнозернистых кварцевых двупироксеновых монцонитов с резким преобладанием сдвойникового ортоклаз-пертита над плагиоклазом, т. е. переходных к кварцевым сиенитам. В них присутствуют единичные зерна циркона и слабо развит мермекит. Структуры этих пород типично монцонитовые. Темноцветные минералы монцонитов имеют более высокую, чем в габбро и габбро-монцонитах, железистость.

Зеленая роговая обманка и биотит буровато-коричневого цвета в кварцсодержащих монцонитах иногда образуют гнезда, сложенные мелкокристаллическим агрегатом их зерен. Амфибол кварцсодержащих монцонитов является умеренно железистым и в то же время значительно окисленным ($\varphi = 35,2\%$, табл. 4). Биотит в монцонитах также содержит значительное количество титана — до 5,4% TiO_2 (табл. 3).

Плагиоклаз сходен с плагиоклазом в габбро-монцонитах, но имеет меньшую основность (№ 68 ÷ 54) и более кислую андезитовую кайму (№ 32). Содержание калишпата в монцонитах достигает 25%. Вместе с кварцем он выполняет промежутки между таблицами плагиоклаза и темноцветными минералами и представлен свежими зернами анортоклаза (40% альбитового компонента) в оливиновых монцонитах и триклинного ортоклаза, реже ортоклаз-пертита (25% альбита) в кварцсодержащих монцонитах (табл. 2), в которых наблюдается также слабое развитие мирмекита.

Рудная минерализация в монцонитах — окисная железо-титановая, сопровождающаяся единичными зернами наполовину лимонитизированного пирита. Ильменит и титаномагнетит образуют отдельные зерна или сростки между собой с меньшей долей ильменита. В ильмените наблюдаются редкие двойниковые пластинки, а титаномагнетит всегда несет обычные структуры распада при содержании TiO_2 — до 13% и V_2O_5 — до 2,3% (табл. 6).

Для монцонитов характерно большее, чем в габбро, разви-

Химический состав пород Молодежной интрузии, вес. %

№ пп	№ обр.	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	п. п. п.	Сумма	f общ %
1	P-932ю	Троктолит	43,67	0,12	21,42	3,16	11,08	0,18	8,55	10,77	1,26	0,00	Следы	100,21	47,6
2	P-930а ₂	Среднезернистое габбро	47,87	0,45	13,45	2,19	9,45	0,21	13,08	11,25	1,74	0,55	Следы	99,69	35,0
3	P-930г	Мелкозернистое габбро	46,05	0,73	15,71	2,85	8,79	0,20	10,62	12,27	1,93	0,47	0,40	100,02	37,4
4	P-931а	Габбро-монзонит оливиновый	47,52	0,57	20,23	2,39	8,31	0,16	6,12	11,42	1,98	1,07	0,30	100,07	48,8
5	P-931м	Габбро-монзонит	49,66	0,32	17,55	1,38	9,26	0,29	8,38	10,71	1,63	0,87	0,18	100,23	41,4
6	P-932з	Оливиновый монзонит	50,78	0,66	16,02	2,10	7,02	0,16	8,56	8,62	2,27	3,32	0,20	99,71	36,7
7	P-933к	Порфиroidный монзонит	53,57	0,96	17,66	1,37	7,54	0,14	4,79	8,14	2,54	3,23	Следы	99,94	50,6
8	P-930и	Мелкозернистый монзонит	54,28	0,95	17,01	2,13	6,18	0,17	4,41	7,36	2,76	3,08	1,63	99,96	50,9
9	P-933е	Крупнозернистый монзонит	55,48	0,81	18,29	3,54	4,16	0,13	3,31	5,58	2,68	3,96	1,54	99,48	55,7
10	P-930р	Амфиболлизированный монзонит	51,69	0,86	18,61	2,65	7,64	0,17	3,50	7,14	2,79	3,09	2,08	100,22	61,5
11	P-931з	Габбро-монзонит порфир	54,19	0,73	19,53	2,55	5,73	0,14	2,78	7,26	2,22	2,78	2,15	100,06	61,0

Аналитики 1—9 — А. Г. Пятков (рентгено-спектральный анализ; ДВГИ), 10—11 — С. П. Баталова (ДВГИ).

Таблица 6

Содержание элементов-примесей в породах и магнетитах Молодежной интрузии ($n \cdot 10^{-4} \%$)

Порода, минерал	№ обр.	Ti*	Cr	V	Ni	Co	Mn	Zr	Sn	Zn	Pb	Cu	B
Оливиновое габбро	P-930a ₂	—	620	230	230	83	—	—	8	32	9	100	23
Мелкозернистое габбро	P-930г	—	180	190	71	63	—	—	4	30	7	160	20
Троктолит	P-932ю	—	230	100	100	88	—	—	3	38	2	68	8
Габбро-монзониты	среднее из 2*	—	385	195	83	71	—	—	4	24,1	7	~800	400
Оливиновый монзонит	P-932з	—	890	180	100	53	—	—	4	24	19	~800	32
Кварцевые монзониты	среднее из 4*	—	252	177	18	39	—	—	6	30	20	~490	32
Кварцевый монзонит-порфир	P-931з	—	180	88	17	59	—	—	4	32	9	~800	7
	P-932м	5,7	6 800	15 000	470	140	1300	110	63	370	10	59	—
Магнетиты из кварцевых монзонитов	P-932н	1,8	22 000	12 000	730	190	5000	300	37	2200	3	10	—
	P-933ж	2,85	1 000	5 800	150	70	4600	100	16	52	9	58	—
Магнетит, шлик лю-ча Журчачий	P-933у	5,0	4 700	11 000	320	120	4000	170	60	1000	3	59	—
	P-930к	4,2	1 600	7 500	130	65	2700	78	100	910	16	8	—

* Содержание Ti приведено в процентах.

чительной долей среди рудных минералов пирротина в габбро, габбро-монцонитах и ильменита в монцонитах.

Температура кристаллизации монцонитоидов, рассчитанная по коэффициенту распределения магния и железа в орто- и клинопироксенах (Маракушев, 1968) из кварцевых монцонитов, составляет 900—850° (обр. Р—933ц, Р—932н, табл. 2, 3). Кристаллизация же биотита в них по клинопироксен-биотитовому равновесию (Перчук, 1970) происходила уже при несколько более низкой температуре—780°, а в амфиболовых монцонитах—при 750° (обр. Р—933ж, табл. 2, 3). Аналогичные температуры, понижающиеся к амфиболовым монцонитам от 900 до 600°, получены и по содержанию TiO_2 (табл. 6) в титаномагнетитах (Ингерсон, 1957).

Таким образом, формирование Молодежной интрузии происходило в условиях малых глубин (порфириовидные структуры, наличие эндоконтактной зоны закалки) при относительно высокой активности щелочей из высокотемпературных расплавов, близких по составу ортоклазовому базальту.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология СССР, т. 32, Приморский край, часть 1, геологическое описание. М., «Недра», 1969, 695 с.
- Иванов В. С., Залищак Б. Л., Чудакова Ю. С., Шека Ж. А. Особенности состава монцонитоидов Светловодного массива (Приморье).—Базиты и гипербазиты. Владивосток, 1976, с. 101—118.
- Иванов В. С., Степанов Г. Н., Сахно В. Г., Лаврик Н. И., Степанова М. В., Залищак Б. Л., Октябрьский Р. А., Малахов В. В. Особенности магматизма и рудной минерализации Среднего Сихотэ-Алиня.—Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 50—67.
- Ингерсон И. Геологическая термометрия.—Земная кора. М., ИЛ., 1957, с. 482—501.
- Маракушев А. А. Влияние температуры на равновесия ортопироксен-клинопироксен и ортопироксен-оливин.—Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М., «Наука», 1968, с. 31—52.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты—фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение.—Труды ИГЕМ, в. 78, М., Изд-во АН СССР, 1962, 273 с.
- Морковкина В. Ф. Химические анализы изверженных горных пород и породообразующих минералов. М., «Недра», 1964, 245 с.
- Перчук Л. Л. Равновесия породообразующих минералов. М., «Наука», 1970, 391 с.
- Смирный В. В. Некоторые замечания по поводу оптического определения структурно-оптических типов К—Na полевых шпатов.—Вестник ЛГУ, № 24, в. 4, 1962, с. 152—155.

СТРОЕНИЕ И СОСТАВ БУТУГЫЧАГСКИХ ОЛОВОНОСНЫХ МАССИВОВ ЮГА ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

В. С. Иванов, Ж. А. Щека, Ю. С. Бабаева

Бутугычагские гранитные массивы находятся на южном фланге меридионального ответвления продольного ряда батолитоподобных гранитных тел «колымского» типа и приурочены к Адыча-Детринскому мегаантиклинорию Яно-Колымской зоны мезозойской складчатости. С ними связано крупное (ныне выработанное) и своеобразное по типу минерализации (касситерит-кварц-адуляровые прожилки с флюоритом) Бутугычагское месторождение олова, локализующееся среди порфиридных гранитов и гранит-порфиров Западно-Бутугычагского интрузива (рис. 1). Развитие процессов адуляризации и флюоритизации на этом уникальном месторождении при отсутствии процессов грейзенизации несомненно связано с выявленными нами ниже физико-химическими и петрогеохимическими особенностями формирования контролирующего оруденение Бутугычагских интрузивов.

Восточно-Бутугычагский массив (площадь 125 км²) располагается на левобережье нижнего течения р. Детрин (правый приток р. Колыма), среди верхнепермских песчано-сланцевых отложений, которые прорваны им и метаморфизованы. До недавнего времени считалось, что описываемый массив имеет од-

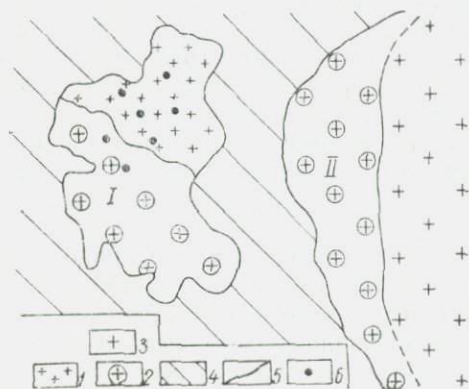


Рис. 1. Схема геологического строения Западного (I) и Восточного (II) Бутугычагских массивов. 1 — гранит-порфиры дополнительной фазы; 2 — порфиридные граниты ранней фазы; 3 — средне- и крупнозернистые лейкограниты; 4 — терригенные осадочные отложения пермского возраста; 5 — геологические границы; 6 — зона Бутугычагского оловянного месторождения

пофазовое строение и сложен равномернозернистыми крупно- и среднезернистыми гранитами, переходящими в эндоконтактах в порфиroidные разности. Однако В. С. Иванову (1970) удалось наблюдать отчетливо секущий контакт между этими разностями гранитов в западной части интрузива. Более ранние порфиroidные мезограниты в контакте с равномернозернистыми лейкогранитами сильно изменены, тогда как последние выглядят совершенно свежими. На этом основании порфиroidные мезограниты относятся нами к ранней, а равномернозернистые лейкограниты — к поздней фазам формирования этого массива (рис. 1). В центральной части и эндоконтактах массива отмечаются мелкие дайки и жилы мелкозернистых, иногда порфиroidных, гранитов и аплитов. В ручьях, дренирующих граниты, часто отмечается повышенное количество россыпного касситерита (Кривошея, 1944 г.).

Западно-Бутугычагский массив (площадь 33 км²) располагается в 1,5 км западнее предыдущего и отделен от него ороговикованными отложениями верхней перми (рис. 1). Массив занимает диагонально секущее положение относительно крупной антиклинальной складки северо-западного простирания. Форма его в плане неправильная, с заливами и выступами. Сложен он порфиroidными (вкрапленники калишпата до 1,5—2 см) биотитовыми лейкогранитами, прорванными в северной и юго-восточной частях гранит-порфирами (общая площадь выхода гранит-порфира около 40%). В пределах массива и его экзоконтактах широко распространены дайки гранит-порфира, мелкозернистых гранитов, аплитов и пегматитов, безрудные и рудные кварцевые жилы.

Среди порфиroidных гранитов нами были встречены также слабоороговикованные дайки андезитов и округлый с расплывчатыми очертаниями ксенолит андезитового состава, интенсивно окварцованный и калишпатизированный. Крупные, овальной формы, вкрапленники белого калишпата в них достигают 1,5 см (рис. 2), а изометричные, дымчатого кварца — до 0,8 см. Контакт между порфиroidными гранитами и более поздними гранит-порфирами довольно четкий (рис. 3), но по внешнему облику они отличаются друг от друга только степенью раскristаллизации основной массы. Количество же и размеры вкрапленников калишпата и крупных выделений кварца, а также биотита в них приблизительно одинаковы, поэтому гранит-порфиры следует считать субфазовой, а не фазовой разностью порфиroidных гранитов.

Возраст формирования гранитов Бутугычагских массивов, по данным калий-аргоновых определений, отвечает позднему мелу. Наиболее ранними на основании абсолютного возраста валовых проб (67—74 калишпат, 93—83 порода млн. лет) и биотитов (103 млн. лет) являются порфиroidные граниты Восточно-Бутугычагского массива. Порфиroidные граниты (85—71 ка-

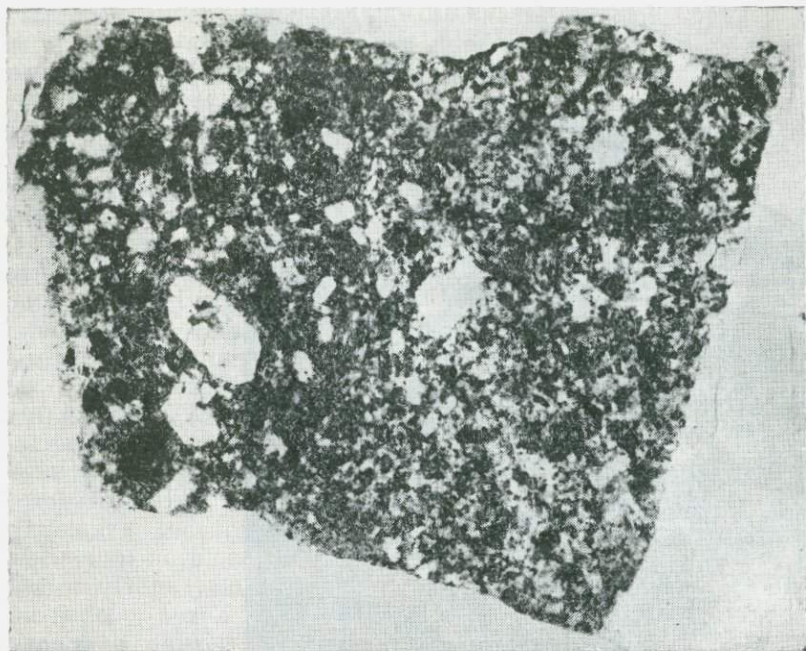


Рис. 2. Контакт (в образце масштаб 1:1) между порфировидными лейкогранитами и гранит-порфирами Западно-Бутугычагского массива

лишпат, 87—82 порода млн. лет), гранит-порфиры (89—86 млн. лет) Западно-Бутугычагского интрузива сближены по времени формирования с равномернозернистыми гранитами (83 млн. лет) поздней фазы Восточно-Бутугычагского интрузива и по возрасту являются, вероятно, промежуточными образованиями по отношению к двум главным фазам внедрения порфировидных и равномернозернистых гранитов Восточно-Бутугычагского интрузива.

Возраст гранитов по калишпатам оказывается заниженным на 20—30%, что характерно и для других регионов (Рубинштейн, 1968), однако последовательность формирования выделенных разновидностей гранитов в Восточно-Бутугычагском массиве, по этим данным, сохраняется. Определения произведены Л. В. Фирсовым в 1966—1967 гг. (по образцам В. С. Иванова) в лаборатории абсолютного возраста Института геологии и геофизики, г. Новосибирск.

Глубина становления гранитов Бутугычагских массивов, судя по геологическим данным и петрографическим особенностям (развитие гранит-порфировых разновидностей), не превышала 2 км, т. е. формирование их происходило в малоглубинных условиях.



Рис. 3. Характер выветривания порфирированных гранитов Западно - Бутугычагского массива

Петрографические особенности гранитов

Порфирированные мезограниты ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива характеризуются следующей минеральной ассоциацией: кварц-зональный плагиоклаз № 25—40 (преобладает андезин № 30—33) — промежуточный ортоклаз-пертит ($-2V=70-76^\circ$; $\Delta_p=0,0-0,5^3$) — биотит с глиноземистостью 21%¹ и общей железистостью 69%² — единичные зерна роговой обманки. Размер вкрапленников калишпата достигает 2 см. Среди акцессорных минералов встречается ортит в виде темно-коричневых, почти черных длиннопризматических кристаллов (до 0,4 см). Отмечаются также апатит, циркон, сфен и ильменит.

Равномернозернистые лейкограниты поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива отличаются от порфирированных мезогранитов структурой, лейкократовостью (2% биотита), кислым составом плагиоклаза (альбит-олигоклаз № 10—25, в ядрах зональных кристаллов — до № 30), повышенной железистостью (89%) и глиноземистостью (26%) биотита. В составе ак-

пессорных минералов в них преобладает циркон, а ортит, апатит и сфен отсутствуют. Среди породообразующих минералов преобладает калишпат (до 38—40%), представленный промежуточным ортоклаз-пертитом ($-2V=60-70^\circ$, $\Delta_p=0,0-0,5$). Жгутовидные и пятнистые пертиты слагают до 40% площади отдельных зерен калишпата. Плагноклаз нередко интенсивно замещается флюоритом, серицитом и мелкими чешуйками мусковита (до 0,3 мм).

Порфириовидные лейкограниты Западно-Бутугычагского массива макроскопически отличаются от порфириовидных мезогранитов Восточно-Бутугычагского лейкократовостью (4% биотита), большим количеством вкрапленников калишпата (до 35%), кислым составом плагноклаза № 3—18 (до № 28 в ядрах зональных кристаллов), большей железистостью (78—84%) и глиноземистостью (23%) биотита, отсутствием ортита и амфибола. Калишпаты относятся к промежуточному ортоклаз-пертиту ($-2V=56-72^\circ$, $\Delta_p=0,0-0,5$). Количество жгутовидных и расплывчато пятнистых пертитов в большинстве крупных зерен калишпата достигает 40—60%. Часть из них образуется при замещении пограничных зерен и включений плагноклаза калишпатом. Образующиеся при замещении плагноклаза калишпатом зоны и пятна альбита сливаются с первичными пертитами распада в единые жгутовидные и толстополосчатые пертиты, развивающиеся в калишпате по трещинкам спайности и двойниковым швам. Подобные явления характерны и для равнозернистых лейкократовых гранитов Восточно-Бутугычагского массива. По плагноклазу в описываемых гранитах развиваются неправильные зерна флюорита, серицита и отдельные чешуйки мусковита. Биотит содержит включения кварца, иногда замещается мусковитом и хлоритом, реже ассоциирует с флюоритом. Для описываемых гранитов характерна дымчатая до черной окраска кварца.

Гранит-порфиры Западно-Бутугычагского массива отличаются от порфириовидных гранитов только тонкозернистостью основной массы, в связи с чем во вкрапленниках появляются кроме калишпата (до 2 см) округлые зерна и изометричные агрегаты густо-дымчатого кварца. Количество вкрапленников калишпата достигает 30%, но в некоторых участках снижается до 5%. Минеральный состав и количественное соотношение между ними (табл. 1) примерно такое же, как и в порфириовидных гранитах. Для гранит-порфиров также характерно широкое развитие флюорита по олигоклазу, замещение последнего серицитом и отдельными мелкими чешуйками мусковита. Калишпат представлен промежуточным ортоклаз-пертитом ($-2V=50-70^\circ$, $\Delta_p=0,0-0,5$). Среди аксессуарных минералов преобладает циркон, ортит отсутствует.

Наблюдения над размерами и взаимоотношениями породообразующих минералов показывают, что кристаллизация порфи-

Количественно-минеральный состав гранитов, объемн. %

Массив, порода	Кварц	Орто- клас	Плагио- клас	Биотит	Флюо- рит
Восточно-Бутугычагский: Порфиroidные граниты	29	28	33	10	—
Равномернозернистые граниты	36	37	25	2	0,2
Западно-Бутугычагский: Порфиroidные граниты	35	33	28	4	0,2
Гранит-порфиры	33	32	30	5	0,3

ровидных и равномернозернистых гранитов Бутугычагских массивов начинается с наиболее основного плагиоклаза (андезина или основного олигоклаза). Несколько позже происходит выделение вкрапленников кали-натрового полевого шпата в виде гомогенного анортклаза и кварца. Рост вкрапленников калишпата и кварца продолжается и при кристаллизации кварц-калишпат-олигоклазовой основной массы порфиroidных гранитов и гранит-порфиров. При этом интенсивно протекают процессы замещения калишпатом плагиоклаза основной массы и включений. Биотит в мезократовых порфиroidных гранитах ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива выделяется сов-



Рис. 4. Контакт (в образце, уменьшено в 2 раза) порфиroidных лейкогранитов Западно - Бутугычагского массива с роговиками

местно с вкрапленниками калишпата. В лейкократовых порфировидных гранитах и гранит-порфирах биотит кристаллизуется позже вкрапленников, замещая их краевые части. Полное выделение биотита при этом происходит в конце процесса кристаллизации основной массы. На самое позднее выделение биотита в равномернозернистых лейкогранитах указывают многочисленные факты развития реакционных взаимоотношений биотита с краевыми зонами плагиоклаза и калишпатом, а также обрастание биотитом отдельных зерен кварца и включений последнего в биотите.

Кристаллизация вкрапленников калишпата происходила на месте формирования массивов, поскольку на контакте с вмещающими отложениями наблюдается уменьшение размеров и количества вкрапленников, а у самого контакта отмечаются узкие (до 2 см) зонки, сложенные мелкозернистой основной массой гранита (рис. 4).

В целом следует отметить котектоидный характер кристаллизации ранних фаз и субфаз порфировидных гранитов и гранит-порфиров по отношению к более поздним эвтектоидным равномернозернистым лейкогранитам.

Химический состав минералов, температурный режим и щелочность кристаллизующихся магм

Данные химического и рентгеноструктурного анализа калишпатов (табл. 2) из гранитов указывают на высокое содержание в них альбитовой молекулы, что является следствием ши-

Таблица 2

Содержание щелочей и альбитовой (Ab) молекулы в калишпатах гранитов по данным химического и рентгеноструктурного (Ab_p) анализов

Элемент	1	2	3	4	5	6
N ₂ O	4,10	4,95	6,41	6,30	3,47	1,55
K ₂ O	11,30	10,08	9,98	10,07	10,77	15,36
Ab	35(2)	43(1)	49(3)	49(3)	33(3)	13(2)
Ab _p	37(1)	41(1)	47(2)	49(2)	30(1)	10(2)
Δ _p	0—0,5	0—0,5	0—0,5	0—0,5	0—0,5	0,0

Примечание. 1—2 — вкрапленники калишпата: 1 — порфировидных мезогранитов ранней фазы, 2 — из среднезернистых гранитов поздней фазы Восточно-Бутугычакского массива; 3—4 — вкрапленники калишпата: 3 — из порфировидных лейкогранитов, 4 — гранит-порфиров Западно-Бутугычакского массива; 5 — калишпаты из пегматитов Западно-Бутугычакского массива; 6 — адуляры из касситерит-адуляровых прожилков Бутугычакского оловянного месторождения. В скобках указано число проб. Аналитики И. Н. Никельская, Н. М. Никитина; рентгеноструктурный анализ выполнен В. О. Художкиным по методике А. С. Марфунина.

рокого развития в них пертитов распада и вторичных пертитов, образовавшихся при замещении калишпатов плагиоклазов. Количество альбитовой молекулы в калишпатах заметно повышается от мезократовых порфиroidных (35—37%) к лейкократовым равномернозернистым (41—43%) гранитам в Восточно-Бутугычагском массиве. Еще выше содержание альбитовой молекулы (47—49%) во вкрапленниках калишпатов из порфиroidных лейкогранитов и гранит-порфиров Западно-Бутугычагского массива. Увеличение количества альбитовой молекулы в калишпатах лейкогранитов, в сравнении с таковым в мезогранитах, сопровождается снижением основности плагиоклаза и указывает на повышение химической активности натрия в лейкогранитах.

В пегматитах содержание альбитовой молекулы опять заметно снижается (30—33%). Особенно бедны альбитовым компонентом (10—13%) адуляры из касситерит-адуляровых жил, что связано со снижением температуры кристаллизации калишпатов в пегматитах и рудных жилах. Расчеты палеотемператур показывают, что калишпаты пегматитов кристаллизовались при более высокой температуре (400—500°), чем адуляры из жил (менее 300°). Как пример калишпатов адулярового облика исследованы А. С. Марфуниным (1962) полупрозрачные кристаллы адуляра из жил Бутугычагского месторождения. Адуляр оптически моноклинный $-2V=45-60^\circ$, $\Delta_p=0,0$. Содержание альбитовой молекулы равно 8,8%, т. е. близко к полученному нами (10—13%).

Химические анализы биотитов (табл. 3) показывают, что наиболее железистым (89%) и высокоглиноземистым (27%) является биотит из равномернозернистых лейкогранитов поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива. По составу он наиболее близок сидерофиллиту. Менее железисты (78—85%) и глиноземисты (23—24%) биотиты из гранит-порфиров и порфиroidных гранитов Западно-Бутугычагского массива. Еще меньшую железистость (69%) и глиноземистость (21%) имеет биотит из порфиroidных мезократовых гранитов ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива. Возрастание железистости и глиноземистости биотитов соответствует намеченной нами последовательности внедрения описываемых разновидностей гранитов и обусловлено процессом дифференциации исходной гранитной магмы в более глубинном магматическом очаге.

Глиноземистость биотитов, как известно (Маракушев, Тарарин, 1965), является хорошим критерием изменения щелочности (химического потенциала калия) гранитоидов, а железистость биотитов — более чувствительный индикатор изменения температуры, т. е. химического потенциала воды в кристаллизующемся гранитном расплаве (Иванов, 1970).

Таким образом, химическая активность калия или калиевая щелочность и температура кристаллизации закономерно сни-

Химический состав (вес. %) и кристаллохимические формулы биотитов

Окислы					Элемент			
	1	2	3	4		1	2	3
SiO ₂	33,78	30,84	35,86	34,16	Si	2,70	2,53	2,94
TiO ₂	2,94	1,76	2,64	—	Ti	0,17	0,11	0,16
Al ₂ O ₃	15,68	18,01	16,17	16,94	Al ⁴	1,30	1,47	1,06
Fe ₂ O ₃	3,44	4,15	3,03	4,26	Al ⁶	0,18	0,28	0,50
FeO	23,83	29,90	25,49	23,85	Fe ³⁺	0,20	0,25	0,19
MnO	0,44	0,57	0,43	—	Fe ²⁺	0,60	2,04	1,75
MgO	6,85	2,37	3,02	2,91	Mn	0,03	0,04	0,03
CaO	1,44	0,60	1,94	1,08	Mg	0,82	0,28	0,37
Na ₂ O	0,57	0,40	0,31	—	Ca	0,12	0,05	0,18
K ₂ O	7,07	6,25	7,98	—	Na	0,09	0,06	0,05
H ₂ O ⁺	3,57	4,36	2,73	—	K	0,72	0,66	0,85
H ₂ O ⁻	0,30	0,31	0,28	—	O	10,47	10,10	11,07
F	0,24	0,67	0,50	—	ОН	1,47	1,73	0,80
Σ	99,95	99,91	99,38	—	F	0,06	0,17	0,13
f ₀	69	89	84	85	—	—	—	—
l	21	26	23	24	—	—	—	—

Примечание. Биотиты: 1 — из порфировидных гранитов ранней фазы (Обр. БИ-339); 2 — из равномернозернистых гранитов поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива (Обр. БИ-343); 3 — из порфировидных гранитов (Обр. БИ-2); 4 — из гранит-порфиров Западно-Бутугычагского массива (Обр. БИ-10). Аналитики Ж. А. Щека и Ю. С. Чудакова.

жалась от порфировидных гранитов ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива к гранитам и гранит-порфирам Западно-Бутугычагского и далее к равномернозернистым гранитам поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива.

Химический состав гранитов и вмещающих пород

Данные химических анализов (табл. 4) свидетельствуют о близости состава гранитов поздней фазы Восточно-Бутугычагского, а также гранитов и гранит-порфиров Западно-Бутугычагского массивов составу лейкогранитов и аляскитов (Соловьев, 1970). Состав порфировидных мезогранитов ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива близок нормальным мезократовым разновидностям биотитовых гранитов и сближается с составом вмещающих отложений (по кремнекислотности и соотношению щелочей). Особенно заметно сходство химического состава мезогранитов с составом гранитизированных ксенолитов.

Химический состав гранитов и вмещающих пород, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	69,20	76,06	75,03	74,71	64,60	65,86	69,10
TiO ₂	0,29	0,04	0,16	0,12	0,82	0,80	0,29
Al ₂ O ₃	14,45	12,99	12,74	12,66	16,18	15,95	14,79
Fe ₂ O ₃	0,41	0,22	0,20	0,01	1,56	0,85	0,37
FeO	4,05	0,78	1,53	1,37	3,73	3,73	2,96
MnO	0,05	0,03	0,04	0,03	0,05	0,06	0,07
MgO	1,19	0,20	0,34	0,30	1,68	1,98	1,09
CaO	2,07	0,48	0,96	0,74	1,65	1,57	1,51
Na ₂ O	3,90	4,00	3,91	4,01	3,34	3,04	4,28
K ₂ O	3,82	4,75	4,60	4,36	3,35	2,89	4,35
п. п. п.	0,33	0,38	0,30	0,40	2,65	2,77	0,80
Сумма	99,76	99,95	99,61	99,71	99,61	99,50	99,61
Na ₂ O/K ₂ O	1,0	0,8	0,8	0,9	1,0	1,0	1,0
Число проб	2	4	5	5	1	1	1

Примечание. 1 — порфировидные граниты ранней фазы; 2 — равномернозернистые граниты поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива; 3—4 — порфировидные граниты (3) и гранит-порфиры (4) Западно-Бутугычагского массива; 5 — пермский глинистый сланец; 6 — биотитовый роговик; 7 — гранитизированный ксенолит из порфировидных гранитов Западно-Бутугычагского массива.

Распределение олова в гранитах

Данные количественного спектрального определения олова в породах и минералах (табл. 5) указывают на следующие закономерности поведения этого элемента. Закон распределения олова в породах удовлетворяет нормальному (проверка производилась методом моментов). Средние содержания олова во вмещающих пермских песчано-глинистых отложениях ($9,0 \cdot 10^{-4}\%$) и роговиках ($9,6 \cdot 10^{-4}\%$) являются самыми высокими и близкими к содержанию олова в наиболее основных по составу порфировидных гранитах ($8,0 \cdot 10^{-4}\%$) ранней фазы Восточно-Бутугычагского массива. Концентрация олова в лейкократовых равномернозернистых гранитах поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива резко снижается ($2,0 \cdot 10^{-4}\%$), а в лейкократовых порфировидных гранитах ($3,2 \cdot 10^{-4}\%$) и гранит-порфирах ($5,5 \cdot 10^{-4}\%$) Западно-Бутугычагского массива имеет промежуточные, по отношению к первым двум, величины.

Таким образом, содержание олова в гранитах закономерно снижается от ранних мезократовых разностей к поздним лейкократовым.

Обратный порядок изменения концентрации олова наблюдается при распределении его в биотитах из описываемых разностей гранитов. Минимальное содержание олова в этом случае

Распределение олова в породах и биотитах

Статистики	1	2	3	4	5	6
Породы						
$x(p \cdot 10^{-4} \%)$	9,0(10)	9,6(10)	8,0(12)	2,0(8)	3,2(16)	5,5(20)
σ^2	9,1	6,1	3,0	0,3	2,1	5,0
Биотиты						
$x(p \cdot 10^{-4} \%)$			18(2)	100(2)	50(2)	62(2)
f_0			69	89	81	85
1			21,8	25,6	22,9	24,4

Примечание. 1—глинистые сланцы и алевролиты пермского возраста; 2—биотитовые роговики; 3—4—порфиroidные мезограниты (3) ранней фазы и среднезернистые лейкограниты (4) поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива; 5—6—порфиroidные граниты (5) и гранит-порфиры (6) Западно-Бутугычагского массива; $x(p \cdot 10^{-4} \%)$ —среднее содержание олова; σ^2 —дисперсия содержаний олова в породах. В скобках количество проб для подсчета среднего. Аналитик Г. А. Нарнов (спектрограф ДФС-8, чувствительность анализа—0,0001%, средняя квадратическая ошибка определения $\pm 16\%$). Лаборатория физико-химических методов ДВГИ.

фиксируется в биотитах мезократовых порфиroidных гранитов ($18 \cdot 10^{-4} \%$). Более высокие концентрации олова имеют биотиты из лейкократовых порфиroidных гранитов ($50 \cdot 10^{-4} \%$) и гранит-порфиров ($62 \cdot 10^{-4} \%$) Западно-Бутугычагского массива. Максимальное содержание олова характерно для биотитов равномернозернистых лейкократовых гранитов ($100 \cdot 10^{-4} \%$) поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива. Весьма характерно, что увеличение концентрации олова в биотитах идет параллельно росту их железистости и глиноземистости, т. е. связано с изменением щелочности и температуры кристаллизации расплавов. Накоплению олова в биотитах лейкократовых гранитов, как мы видим, способствует снижение химической активности калия, снижение температуры кристаллизации и увеличение химической активности натрия в лейкогранитах.

Минералом—носителем и концентратором олова в последних является биотит, с которым в среднезернистых гранитах поздней фазы Восточно-Бутугычагского массива связано более 90% олова породы. Эта особенность весьма характерна для оловоносных гранитов, несущих кварц-касситеритовое и грейзеновое оруденение (Барсуков, 1963).

Заключение

Поведение олова в гранитах и биотитах свидетельствует о том, что генетическим источником оловянного оруденения дол-

жна быть магма среднезернистых лейкогранитов поздней фазы Восточно-Бутугычагского, а также порфиридных лейкогранитов и гранит-порфиров Западно-Бутугычагского массивов. Поскольку биотит является концентратором и носителем олова в лейкогранитах, то позднее выделение его из расплава способствует накоплению олова в позднемагматическую стадию их кристаллизации. Формированию оловоносных растворов при этом способствует снижение химической активности калия (калиевой щелочности) и температуры кристаллизации лейкогранитных магм, при повышении в них химической активности натрия (в сравнении с магмой мезократовых гранитов). Высокая насыщенность лейкогранитных магм фтором является одним из основных факторов снижения температуры их кристаллизации и образования оловоносных флюидов и растворов в позднемагматическую стадию.

Отделение гидротермальных растворов, концентрирующих рудные элементы магмы, от расплава происходит в заключительный этап его эвтектоидной кристаллизации (Говоров, 1966) при повышении щелочности (натровой) остаточного расплава, переходящего в конечном счете в межзерновой гидротермальный раствор. Бутугычагское оловянное оруденение относится к кварц-адуляровому типу касситерит-кварцевой формации в классификации Е. А. Радкевич (1968). Для этого типа месторождений характерна черная окраска касситерита, наличие хорошо ограненных пирамидальных кристаллов (до 1 см) касситерита, развивающихся в виде щеток на стенках слабоизмененного (ожелезненного и окварцованного) гранита или же нарастающих на оторочки (1—5 см) средне- и крупнозернистых агрегатов или на друзы полупрозрачных кристаллов адуляра. Отсутствие процессов грейзенизации на Бутугычагском месторождении и развитие околожильной адуляризации является результатом перераспределения щелочей в позднемагматическую стадию.

Высокая химическая активность натрия кристаллизующихся лейкогранитов способствовала накоплению калия в остаточном межзерновом гидротермальном растворе, а насыщенность последних летучими, в первую очередь фтором, благоприятствовала их длительному сохранению в низкотемпературных условиях.

Межзерновые остаточные растворы способствовали широкому развитию процессов серицитизации, мусковитизации и флюоритизации плагиоклаза лейкогранитов и гранит-порфиров. Биотиты в гранитах менее подвержены мусковитизации, чем плагиоклазы, что является следствием их более позднего выделения. Адуляровые жилы кристаллизовались при значительно меньшей температуре ($\sim 300^\circ$), чем пегматиты ($\sim 500-400^\circ$).

ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. О металлогенической специализации гранитных интрузий. — Тезисы докл. сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. И. Вернадского. М., «Наука», 1963, с. 40—41.
- Говоров И. Н. Фации гранитоидов и редкометалльное оруденение. — Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М., «Наука», 1966, с. 119—136.
- Иванов В. С. О влиянии температуры и химической активности калия на состав биотита в гранитоидах. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 7, с. 20—30.
- Маракушев А. А., Тарарин И. А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 3, с. 119—136.
- Марфунин А. С. Полевые шпаты — фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. — Труды ИГЕМ, в. 78. М., Изд-во АН СССР, 1962, 274 с.
- Радкевич Е. А. Оловорудные формации и их практическое значение. — «Сов. геол.», 1968, № 1, с. 14—29.
- Рубинштейн М. М. Аргонный метод в применении к некоторым вопросам региональной геологии. Труды нов. сер., в. 11. Тбилиси, «Мецниерба», 1968, с. 61—68.
- Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. Л., «Наука», 1970, 309 с.

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ С ЛЕРЦОЛИТОВЫМИ ВКЛЮЧЕНИЯМИ В ГЛАВНОМ СИНКЛИНОРИИ СИХОТЭ-АЛИНЯ

С. А. Щека, А. В. Олейников, А. А. Сясько, Ю. П. Степанов

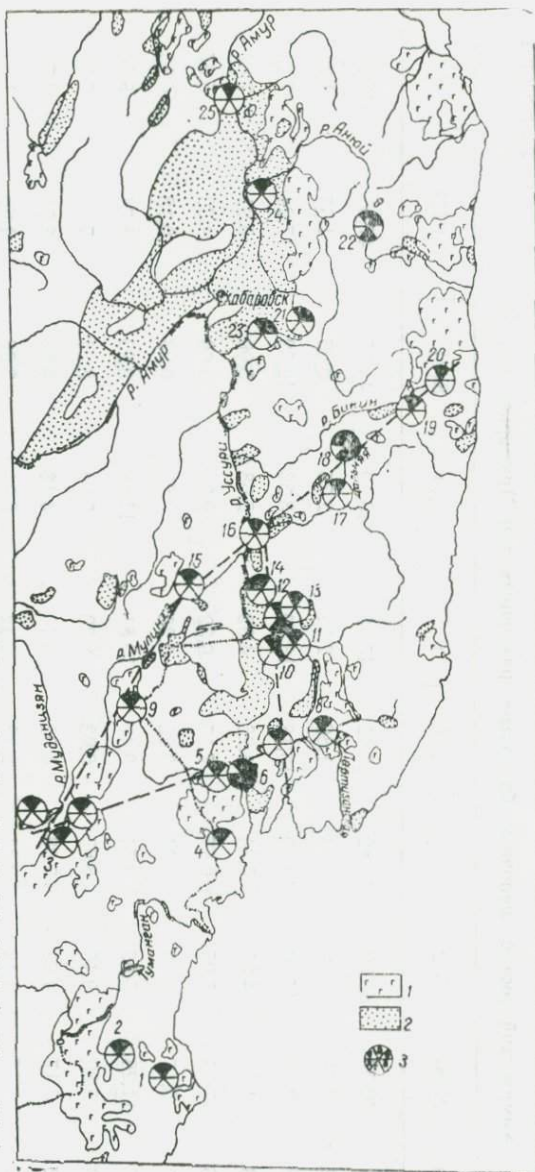
Геологосъемочными работами последних лет установлено, что в пределах Главного синклинория Сихотэ-Алиня широко распространены щелочные базальты, подобные аналогам Ханкайского кристаллического массива и Главного антиклинория Сихотэ-Алиня. В породах Главного синклинория обнаружены включения лерцолитов, свойственные базальтам этих двух зон. Единство состава включений, считающихся большинством исследователей отторженцами глубинных слоев Земли, дает возможность предполагать существование и в Главном синклинории Сихотэ-Алиня, сложенном в основном мезо-кайнозойскими образованиями, фундамента, свойственного более зрелым зонам Приморья.

Основная закономерность пространственного размещения щелочных базальтов с включениями в Приморье — это приуроченность их к краям плиоцен-миоценовых впадин (Щека, 1976). Новые находки в этом отношении (см. рисунок) не являются исключением. Проявление щелочных базальтов в устье р. Зева находится на восточном окончании крупной плиоцен-миоценовой впадины. Щелочные базальты междуречья Килоу—Дагды расположены среди обширного поля неоген-четвертичных базальтов, и подстилающий фундамент здесь не ясен. Кроме того, как и большинство известных в Приморье выходов рассматриваемых базальтов, новые проявления продолжают простирающуюся с юго-запада цепочку тел. Есть косвенные признаки того, что эти цепочки трассируют крупные глубинные разломы.

Проявление в устье р. Зева представлено мощным (более 80 м) потоком базальтов, спускающимся по долине реки с западного склона Сихотэ-Алиня. Их излияниям предшествовало формирование покровов толеитовых плато-базальтов. Заполнение поздненеогеновых — раннечетвертичных долин и террас базальтами с включениями свидетельствует о поздне-третичном — раннечетвертичном возрасте этих базальтов. Внедрение их в завершающую стадию толеитового магматизма позволяет предполагать, что базальты с включениями являются остаточными дифференциатами толеитовой магмы.

Включения обнаружены в основании передней части потока.

Схема распространения щелочных базальтов с включениями в Приморье. Составлена Е. П. Денисовым при участии С. А. Шеки. 1 — неогеновые толеитовые плато-базальты; 2 — миоцено-плиоценовые впадины; 3 — щелочно-базальтовые вулканы и массивы. В кружках показан петрографический состав включений: а — перидотиты; б — пироксениты; в — габброиды; г — гранитоиды; д — метаморфические породы; е — осадочные породы. Цифры на схеме соответствуют названиям массивов: 1 — Менченский, 2 — Содусинский, 3 — Верхне-Муданцзянские, 4 — Нарвский, 5 — Боевский, 6 — Борисовский, 7 — Меркушовский, 8 — Подгелбаночный, 9 — Верхне-Раздольненский, 10 — Свягинский, 11 — Антоновский, 12 — Медвежий и Кировские, 13 — Еленовский, 14 — Лесозаводский, 15 — Нижне-Мулинхинский, 16 — Сальский, 17 — Вострещовский, 18 — Восток-2, 19 — Зевский, 20 — Верхне-Бикинский, 21 — Дурминский, 22 — Ашюйские, 23 — Святогорский, 24 — Сидинский, 25 — Болоньский



Находки их единичны и сопровождаются обычно ореолом ксенокристов оливина и шпинели. Диопсид и энстатит при этом полностью перекристаллизовываются. Размеры включений от 2—3 до 12 мм в поперечнике.

Проявление в междуречье Килоу — Дагды представляет собой крупный щитовой вулкан, насаженный на покров толеито-

Таблица 1

Химический состав щелочных базальтов различных зон Приморья, вес. %

Окислы	1(18)	2(18)	3(2)	4(4)	5(8)	6(15)	7(7)	8(7)	9(3)	10(1)
SiO ₂	39,94	42,07	44,99	43,82	46,42	45,48	43,10	44,15	47,50	48,20
TiO ₂	1,68	2,39	2,29	2,03	1,86	2,54	2,75	2,06	1,65	1,71
Al ₂ O ₃	12,68	13,85	15,30	13,39	15,18	13,80	13,36	12,52	17,24	17,54
Fe ₂ O ₃	6,33	4,51	4,35	5,34	4,26	4,52	2,68	5,00	5,91	3,82
FeO	8,06	7,95	5,95	6,67	7,15	6,32	9,38	6,60	4,39	5,97
MnO	0,24	0,17	0,33	0,21	0,23	0,25	0,29	0,23	0,13	0,13
MgO	11,55	11,26	5,52	9,51	9,47	10,81	11,83	9,23	8,74	8,24
CaO	10,53	9,89	9,10	8,67	6,03	8,23	7,90	8,32	7,14	5,36
Na ₂ O	3,92	3,17	4,22	5,08	4,02	3,40	4,13	4,03	3,70	4,78
K ₂ O	1,45	1,57	1,46	2,31	2,88	2,42	2,94	3,26	1,60	1,60
H ₂ O ⁺ H ₂ O ⁻	0,90	0,94	6,10 2,01	1,11	2,38 0,69	0,78	0,80	1,11	—	—
f _{общ}	40	39	50	40	39	35	36	40	38	39
K/K+Na	20	25	19	23	32	31	32	35	22	18

Примечание. 1—4 — вулканы Ханкайского массива: 1 — Медвежий, 2 — Кировские, 3 — Лесозаводский, 4 — Сальский; 5—8 — вулканы Главного антиклинория Сихотэ-Алиня: 5 — Подгелбаночный, 6 — Вострецовский, 7 — Восток-2, 8 — Болоньский; 9—10 — вулканы Главного синклинория: 9 — Зевский, 10 — Верхне-Бикинский. В скобках — число анализов.

вых плато-базальтов. Включения приурочены к жерловой части вулкана, встречаются довольно часто, и размер их достигает 5 см.

Базальты рассматриваемых проявлений представлены субщелочными разностями (табл. 1). Во вкрапленниках присутствуют оливин (Fa 8—22), реже клинопироксен и плагиоклаз (An 48—62). Основная масса обычно раскристаллизована в микролитовый агрегат клинопироксена, кали-натриевого полевого шпата и ильменита. В сравнении со щелочными базальтами Ханкайского массива они оказываются более кремнеземистыми

Таблица 2
Элементы-примеси щелочных базальтов Приморья (п·10⁻⁴%)

Элементы	1	2	3	4	5	6	7
Cr	335	376	515	409	420	280	480
V	291	167	91	203	110	130	88
Ni	397	369	379	133	250	190	570
Co	145	66	44	50	36	63	21
Zr	98	50	41	129	280	120	140
Sn	4	3	3	2	4	4	4
Zn	94	47	65	54	170	190	150
Ga	27	23	23	27	66	42	39
Pb	6	3	3	7	14	2	5
Cu	98	131	53	120	26	76	16
Ag	0,04	0,02	0,03	0,05	0,09	0,03	0,05
B	<1	<1	<1	7	21	<1	<1

Примечание. 1—7 — вулканы: 1 — Медвежий, 2 — Вострецовский, 3 — Восток-2, 4 — Болоньский, 5 — Подгелбаночный, 6 — Зевский, 7 — Верхне-Бикинский. 1—4 — по данным И. Н. Говорова и др. (1976).

Таблица 3

Химический состав минералов из включений, вес. %

Оксиды	Оливин		Ортопироксен		Клинопироксен		Шпинель	
	ОКД	2324	ОКД	2324	ОКД	2324	ОКД	2324
SiO ₂	41,3	40,7	53,98	54,83	50,44	50,08		
TiO ₂	0,01	0,01	0,04	0,03	0,49	0,41	0,12	0,13
Al ₂ O ₃	—	—	4,21	4,00	6,60	5,88	58,04	55,33
FeO	9,64	9,52	6,78	6,43	3,11	2,92	9,44	10,10
MnO	0,21	0,23	0,19	0,19	0,11	0,09	0,20	0,17
MgO	49,2	49,8	33,15	33,16	15,58	15,65	20,63	19,70
CaO	0,04	0,04	0,70	0,68	19,24	19,84		
Na ₂ O			0,25	0,26	2,12	1,87		
K ₂ O			0,06	0,05	0,00	0,00		
Cr ₂ O ₃	0,01		0,08	0,07	0,79	0,76	1058	13,08
NiO	0,21	0,29	—	—	—	—	0,20	0,24
Σ	100,64	100,59	99,44	99,70	98,48	98,22	99,01	98,51
f общ	9,9	9,7	10,3	9,8	10,0	9,3	20,4	22,4

Примечание. ОКД — междуречье Килоу — Дагды, 2324 — устье р. Зева.

и глиноземистыми, т. е. испытывают толентовую, а не пикротовую тенденцию. От базальтов Главного антиклинория Сихотэ-Алиня отличаются пониженной калиево­стью и титанистостью.

Геохимические характеристики изученных базальтов и щелочных базальтов Приморья из других зон (табл. 2) идентичны. Существенные отличия наблюдаются лишь по концентрациям цинка, свойственного толентовым расплавам (Говоров и др., 1976).

Включения в рассматриваемых базальтах представлены лерцолитами, в Верхне-Бикинском вулкане отмечены в разной степени оплавленные основные породы. Структуры и взаимоотношения лерцолитовых включений с вмещающими базальтами полностью идентичны таким же показателям других известных проявлений. Состав минералов включений (табл. 3) не обнаруживает практически значимых отличий от состава минералов других подобных проявлений из различных структур Приморья (табл. 4), несмотря на заметные колебания состава вмещающих магм. Единственной специфической особенностью включе-

Таблица 4
Средний химический состав минералов лерцолитовых включений из щелочных базальтов Ханкайского массива и Главного антиклинория Приморья, вес. %

Окислы	Оливин	Энстатит	Диопсид	Шпинель
SiO ₂	40,98	54,23	51,38	
TiO ₂	0,03	0,14	0,53	0,18
Al ₂ O ₃	0,45	4,19	6,10	55,74
Fe ₂ O ₃	0,70	1,79	1,59	4,56
FeO	9,10	5,16	2,42	7,45
MnO	0,18	0,16	0,10	0,10
MgO	48,16	32,60	15,71	20,76
CaO	0,52	0,73	19,71	0,26
Na ₂ O	0,13	0,21	1,56	
K ₂ O	0,08	0,11	0,08	
NiO	0,27	0,11	—	—
Cr ₂ O ₃	—	0,33	0,80	10,32
∑ общ	10,1	10,4	12,0	23,8

Таблица 5
Химический состав зонального плагиоклаза — включения в шпинели (обр. ОКД), вес %

Окислы	Номера зон			
	1	2	3	4
CaO	8,67	9,43	9,45	10,10
Na ₂ O	6,01	5,84	5,99	5,43
K ₂ O	0,46	0,35	0,34	0,30
Ап	43	46	46	50

ний междуречья Килоу — Дагды является присутствие внутри зерен шпинели пятнисто-зонального плагиоклаза (табл. 5), что, однако, коррелируется с присутствием в этих базальтах плагиоклаза.

Перечисленные особенности состава включений и вмещающих базальтов Главного синклинория Сихотэ-Алиня позволяют предпо-

лагать, что несмотря на мощный чехол мезо-кайнозойских отложений в этой зоне, области генерации щелочных базальтов здесь имеют тот же состав, что и в других структурно-фациальных зонах Приморья. При этом повышенная натровость магм Ханкайского массива и Главного синклинория может быть обусловлена более высоким положением глубинного фундамента в этих зонах, чем в Главном антиклинории.

ЛИТЕРАТУРА

- Говоров И. Н., Голубева Э. Д., Денисов Е. П.** Геохимия глубинных ксенолитов и конвекция в верхней мантии Сихотэ-Алинской складчатой области. — Геохимия, минералогия, петрология. (МГК. XXV сессия). М., «Наука», 1976, с. 128—135.
- Щека С. А.** О явлениях метаморфизма гипербазитовых включений до попадания в базальтовую магму. — Базиты и гипербазиты Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 23—51.

МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ЦЕНТРАЛЬНОГО СИХОТЭ-АЛИНЯ (ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ И ОПЫТ СИСТЕМАТИКИ)

Р. И. Кипаренко

Уссурко-Арминский рудный район Сихотэ-Алинской складчатой области с запада ограничен восточной зоной Главного антиклинория, центральная часть представлена Главным синклинорием, на востоке же примыкает к Прибрежному вулканогенному поясу, на севере граница проходит по р. Бикин, на юге район ограничен широтой пос. Благодатный.

Район сложен мезозойскими терригенными породами, смятыми в серии крупных складок северо-восточного простирания, причленяющихся под острым углом к Центральному структурному шву (Геология СССР, т. 32, 1969). В ядрах антиклинальных складок вскрываются юрские отложения, а синклинали сложены отложениями раннего мела. В северном направлении происходит погружение структур, при этом широкое развитие получают раннемеловые толщи. На западе этой территории вскрываются крупные массивы гранитоидов, особенно вдоль Центрального структурного шва и оперяющих его разломов. Гранитные массивы вытянуты цепочками вдоль осей антиклинальных складок, причем их как бы соединяют поля роговиков, указывающие на возможные подземные продолжения гранитных интрузивов. Интрузивный магматизм описываемого района проявлен позднепалеозойским, позднемеловым и кайнозойским комплексами включительно. Максимум магматической деятельности приходится на меловой период.

В пределах Уссурко-Арминского района широко проявлены разрывные нарушения. К наиболее крупным относятся Центральный, Фурмановский, Нанцинский, Тигринский и Арминский разломы и менее значительные разрывные нарушения северо-восточного направления, располагающиеся обычно по границам разновозрастных толщ. Вместе с тем здесь широко развиты зоны повышенной трещиноватости различных направлений: северо-восточного, приуроченные к осевым частям антиклиналей, меридионального и северо-западного. Месторождения чаще всего располагаются в местах пересечения различно ориентированных зон или вблизи скрещений, причем наиболее благоприятными в отношении оруденения являются месторождения, приуроченные к меридиональным зонам. Уссурко-Арминский

- | | | | |
|---|----|----|----|
| ⊖ | 1 | ✖ | 11 |
| ∠ | 2 | ∩ | 12 |
| ○ | 3 | W | 13 |
| ⊕ | 4 | SS | 14 |
| ⊖ | 5 | •• | 15 |
| ■ | 6 | □ | 16 |
| ☼ | 7 | ✖ | 17 |
| ⊕ | 8 | uu | 18 |
| ✖ | 9 | ∩ | 19 |
| → | 10 | — | 20 |

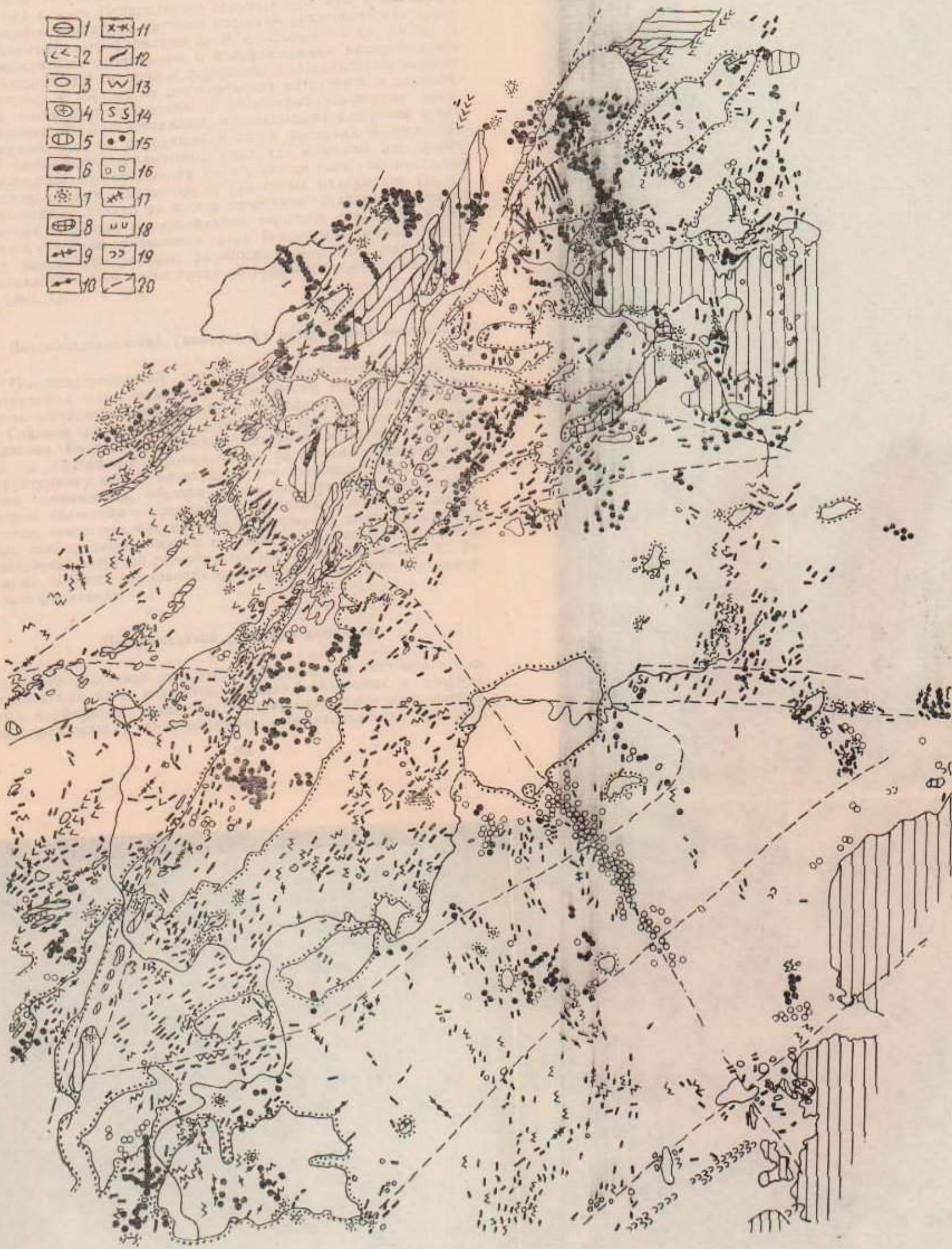


Рис. 1. Схема размещения даек Уссурко-Арманского района (Центральная Сибирь-Азия). 1 — позднпалеозойские интрузии гипербазитов и базитов; 2 — пластовые интрузии, дайки подпалеозойских гипербазитов; магматические образования мезового-палеогенового возраста; 3 — массивы гранодиорит (адамеллит)-гранитной плутоонической ассоциации; 4 — штоки гранит-порфиров; 5 — контуры полей эффузивов; 6 — субвулканические тела андезитов, диоритов, габбро, габбро-порфиритов; 7 — интрузии диоритов, кварцевых диоритов, микродиоритов; 8 — интрузии монзонитов; 9 — дайки габбро, габбро-порфиритов, микрогаббро; 10 — дайки диабазовых порфиритов; 11 — дайки монзонитов; 12 — дайки диоритовых, андезитовых порфиритов; 13 — дайки лампрофиров; 14 — дайки гранодиоритов, гранодиорит-порфиритов; 15 — дайки кварцевых порфиров, фельзитов; 16 — дайки гранит-порфиров; 17 — дайки сиеститов; 18 — дайки неогеновых (?) пикритов и мончикитов; 19 — пластовые интрузии, дайки неогеновых базальтов; 20 — разломы

рудный район характеризуется сочетанием месторождений различных формаций.

В районе выделено (Радкевич и др., 1968) несколько подрайонов (с запада на восток): 1) Дальнеарминский, расположенный в зоне Центрального структурного шва и характеризующийся развитием крупных интрузий (плутоническая гранодиорит-гранитная формация по В. С. Иванову и др., 1976), сопровождаемых оловянными и вольфрамовыми месторождениями кварцевой и скарновой формаций; 2) Нанцинский, располагающийся к востоку от плутонических интрузивов и включающий касситерит-силикатные и касситерит-сульфидные месторождения; 3) Дальнетаежный, примыкающий к окраине вулканического пояса и находящийся уже в пределах Водораздельной олово-полиметаллической зоны, где известны касситерит-сульфидные месторождения со сложными олово-полиметаллическими рудами, удаленные от гранитных интрузивов. По направлению с запада на восток отчетливо устанавливаются изменения характера минерализации, вероятно связанного с различной степенью эрозионного среза. В пределах указанных рудных подрайонов развиты разнообразные дайки, занимающие определенное положение среди интрузивных комплексов региона (рис. 1).

Позднепалеозойский (домеловой) интрузивный комплекс

Позднепалеозойский интрузивный комплекс представлен интрузиями ультраосновного и основного составов, залегающими согласно с вмещающими их породами себучарской свиты в Главном антиклинории в бассейне рек Большая Уссурка, Дальняя, Голубичная, Нижнеперевальная. Интрузии приурочены к глубинным протяженным разломам — Центральному структурному шву и оперяющим его трещинам северо-восточного направления, образуя вдоль них прерывистые цепочки. Форма залегания — пластовые и трещинные интрузии, линзы, штоки; некоторые массивы имеют форму крупных дайкообразных тел, протягивающихся на десятки километров. Позднепалеозойские интрузии гипербазитов и базитов отнесены С. С. Зиминым (1970 г.) к оливинит-верлитовой и троктолит-кортландитовой формациям.

Позднемеловой дайковый комплекс

Корни сеионских эффузивов представлены системой субпараллельных даек андезитов, андезит-базальтовых и диоритовых порфиритов, вытянутых в северо-восточном направлении, линзообразных и дайкообразных субвулканических тел, сло-

женных микрогаббро и габбро-порфиритами, пространственно и генетически связанных с покровами сенонских порфиритов. Дайкообразные субвулканческие тела закартированы в бассейне ключей Малый, Страданий, Голубичный — притоках р. Большая Голубичная. Простираение даек северо-восточное, протяженность до 2,5 км, мощность от 20 до 100 м. В контактовых зонах массивов позднемеловых гранодиоритов догранитовой фазы породы даек метаморфизованы с образованием роговикового биотита и гранобластового кварца. Аналогичные корневые дайки андезитовых и диабазовых порфиритов отмечены также в зоне сочленения Центрального и Тигринского разломов (левобережье р. Дальняя и водораздел рек Дальняя — Голубичная), где они приурочены к субмеридиональным разрывам. Дайки дацитовых и диоритовых порфиров северо-восточного простираения, пространственно связанные с эруптивными аппаратами сенонских покровов, закартированы среди пород ариадненской свиты в бассейне ключей Ольховый, Начальный, Карьерный. Все они, как и эффузивы, метаморфизованы гранитондами Дальнеарминского и Верхнеголубичного массивов позднемелового возраста и превращены в роговики лабрадор-авгит-диопсидового состава с реликтами порфировой структуры.

Догранитовые позднемеловые дайки габбро, габбро-диабазов, габбро-диоритов, диоритовых и диабазовых порфиритов, возможно, связаны с интрузиями (Тернистый, Усть-Микулинский и др.) габбро-диорит-гранодиоритовой ассоциации (102—74 млн. лет) и габбро-монцит-сиенитовой (Ловлягин Ключ, Светловодный и др.) ассоциации (120—79 млн. лет) — В. С. Иванов и др., 1976.

В Дальнеарминском подрайоне можно выделить несколько цепочек или полос этих интрузий, контролируемых Центральным разломом и многочисленными оперяющими и сопряженными с ним зонами тектонических разрывов и простирающихся согласно этим нарушениям. Так, в Главном антиклинории выделяется полоса небольших штоков и даек, контролируемая Боголадзинской, Туганчинской и незначительно Малолюбичной тектоническими зонами в бассейне р. Большая Голубичная. В этой же полосе расположен Среднеголубичный массив гранодиоритов площадью 15 км², сложной конфигурации с многочисленными апофизами. Далее к югу, в Большешуссурской тектонической зоне субширотного простираения, шириной до 8 км, располагается полоса небольших штоков диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, габбро, диоритовых порфиритов. В этой зоне диоритовые порфириты и иногда диориты ороговикованы. Н. И. Кузнецовым и др. (1965 г.) они подразделяются на два комплекса: 1) сенонский добатолитовый (согласно представлениям Э. П. Изоха и др., 1957; Ю. Н. Размахнина, 1964 г.), представленный габбро, диоритами, диоритовыми порфиритами, и 2) датский, представленный гранодиоритами, гранодиорит-пор-

фирами, сопоставляемыми Ю. Н. Размахниным (1964 г.) с фазой дополнительных интрузий. Сенонские интрузии в виде небольших трещинных и штокообразных тел продолжают эту цепочку в Тернисто-Большеуссурской зоне (Размахнин, 1959 г., 1964 г.), секущей складчатые структуры.

В зоне Центрального структурного шва со стороны Главного синклиниория, по данным А. Я. Гааза (1970 г.), в зоне экзоконтакта Биссерского массива гранитоидов закартирована догранитовая дайка диоритового порфирита широтного простирания, пересеченная маломощными дайками пегматитов и аплитов.

Догранитовые дайки диоритовых порфиритов пересекают осадочные породы валанжинского возраста в зоне экзоконтакта гранитов Дальнеарминского массива (ключ Николаев). По данным В. Е. Оленева (1963 г.), догранитовые мелкие штоки и дайки диоритов, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов отмечены в устье Третьего ключа, в верховьях ключа Безымянный, бассейне ключа Октябрьский — в поле развития валанжинских отложений (в зоне экзоконтакта Приисского массива гранодиоритов). Породы даек биотитизированы и окварцованы.

Догранитовые интрузии известны в пределах Тернистого месторождения. Они представлены штоком и дайками габбро-диабазов и габбро-порфиритов, приуроченными к цепочке интрузивных тел восток-северо-восточного направления. Протяженность цепочки от Центрального структурного шва до штока Тернистый 130 км. По представлениям М. П. Материкова (1958 г.), Э. П. Изоха и др. (1967), А. И. Бурдэ (1963), Ю. Н. Размахнина (1964 г.), эти малые интрузивные тела кварцевых диоритов, диоритов, монцитонитов относятся к первой фазе бачелазской серии.

Догранитовые дайки диабазовых порфиритов широко развиты на Среднемикулинском месторождении.

С догранитовыми дайками диоритовых, диабазовых порфиритов и спессартитов пространственно сопряжены более молодые дайки — послегранитовые, близкие к ним по составу и структуре. Поэтому разделение даек за пределами гранитных plutонов и зон их контактового метаморфизма затруднено.

Многочисленные послегранитовые дайки кислого, среднего и основного состава образовались после становления гранитных массивов, так как повсеместно их прорывают. Взаимоотношения между отдельными сериями послегранитовых даек внутри этой большой группы не всегда ясны.

По данным В. К. Матушкина (1970 г.), дайки гранит-порфиров, образующие полосу юго-западного направления шириной около 2 км, пересекают граниты Арминского массива и осадочные породы валанжинского возраста в зоне южного контакта массива по Арминскому разлому. Мощность отдельных даек

достигает 400 м, протяженность — 4,5 км. Здесь установлены постепенные переходы между гранит-порфирами и фельзит-порфирами. Дайки гранит-порфиров, закартированные в бассейне ключей Дождевой—Пойменный, имеют меридиональное простирание. По структурам фельзит-порфиры можно отнести к корням потоков либо к самим потокам, но отсутствие таковых на площади в среднем течении р. Арму дает возможность предположить, что эти дайки приповерхностные, возникшие в условиях быстрой кристаллизации. Радиометрический возраст даек гранит-порфиров 69—58 млн. лет.

В пределах Юркого месторождения в Дальнеарминском массиве гранит-порфиры связаны постепенными переходами с порфировидными гранитами.

На Среднемикулинском месторождении, по данным Ю. И. Ильина и др. (1967 г.), дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров распространены на значительном удалении от рудных тел, преимущественно в верховьях ключа Нормальный. Непосредственных взаимоотношений их с дайками среднего состава и рудой не наблюдалось. Время их внедрения, по-видимому, близко к периоду формирования не вскрытой эрозией интрузии.

Близки по внешнему облику, составу и условиям залегания дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров Тернистого и Дальнетаежного месторождений. Общим для них является также то, что гранит-порфиры и кварцевые порфиры иногда слагают отдельные дайки, но в мощных (до 30 м) дайках установлен переход кварцевых порфиров в гранит-порфиры в центральных частях даек. Иногда в дайках наблюдаются следы течения расплава — полосчатость. Радиометрический возраст кислых даек Тернистого месторождения, по данным И. С. Анисимова и др., 1971 г., 90 млн. лет. Следовательно, дайки являются более молодыми, чем габбро-диориты Тернистого штока (100 млн. лет). По-видимому, дайки средних пород могут рассматриваться как возможные дериваты габбро-диоритов штока. Кислые дайки по времени формирования относятся к дорудной стадии минерализации и являются, скорее всего, дериватами гранитной интрузии, скрытой на глубине, аналоги которой обнаруживаются в районе месторождения Далекое (Н. И. Лаврик, 1961 г.).

Несколько особняком в группе послегранитовых даек кислого состава стоят сложные дайки рудного поля месторождения Восток-2, где они образуют полосу северо-западного простирания шириной 500—600 м и протяженностью до 4 км. Мощность отдельных даек — от 5 до 30 м. Сложные дайки в центральной части состоят из более ранних гранит-порфиров (от 6 до 14 м), которые к всисяему боку сменяются более поздними диоритовыми порфиритами (2 м) через гранодиорит-порфиры. По простиранию сложные дайки нередко переходят в диоритовые пор-

фириты. Радиометрический возраст гранит-порфиров — 79 млн. лет (определен по биотиту); диоритовых порфиритов — 74 млн. лет.

Наиболее распространенным и разнообразным по петрографическому составу является комплекс послегранитовых даек основного и среднего составов, секущих гранитоиды крупных plutонов в зоне Центрального структурного шва и Главном синклинии, где они образуют обширные поля и протяженные полосы. За пределами массивов гранитоидов, в поле развития осадочных пород позднемелового возраста, там, где площади распространения догранитовых и послегранитовых даек аналогичного состава и структуры совпадают, первые, вследствие ороговикования, отличаются фиолетовым оттенком.

По данным А. Я. Гааза и др. (1970 г.), послегранитовые дайки диабазовых порфиритов в пределах рудного поля месторождения Восток-2 образуют единую полосу совместно с диоритовыми порфиритами и гранит-порфирами северо-западного простирания, которые прорывают и метаморфизуют осадочные породы валанжинского возраста. Диабазовые порфириты моложе диоритовых порфиритов, радиометрический возраст которых 74 млн. лет, и, возможно, пересекают их в зоне экзоконтакта Биссерского массива; кроме того, в дайках диабазовых порфиритов скважинами обнаружены ксенолиты гранитов Биссерского массива. Простирание даек субмеридиональное, протяженность до 4 км, мощность от 1,5 до 10 м, у контактов с вмещающими породами наблюдаются зоны «закалки» (до 20 см).

По данным В. М. Кочкина (1962, 1965 гг.), в пределах Излучинского гранитного плутона комплекс послегранитовых даек представлен граносиенитами, сиенитами, диоритовыми, андезитовыми порфиритами, андезито-дацитами, габбро-порфиритами. За пределами его, среди отложений позднего мела, в зоне Тигринского глубинного разлома аналогичные меридиональные дайки отмечены в бассейне ключа Каменный, правого притока р. Тигринка.

В береговых обрывах рек Большая Уссурка и Нижнеперевальная распространены дайки диабазов, пропильтизированных диоритовых порфиритов и одинитов, секущие порфиroidные граниты Дальнеарминского и Нижнеперевального массивов. Простирание даек субмеридиональное, северо-восточное.

По данным Н. Ф. Васильева (1965 г.), дайки диабазовых и диоритовых порфиритов широко распространены в бассейнах ключей Ковальский, Корейский, Николаева, Кондратова, Магнитный — притоков р. Большая Уссурка, где они пересекают граниты Дальнеарминского, Усть-Арминского массивов и осадочные отложения позднего мела. Простирание даек преимущественно субмеридиональное, меридиональное, прослежены они по простиранию до 1—1,5 км.

Дайки афанитовых андезитов, крутопадающие на юго-восток, наблюдались В. С. Ивановым (1969 г.) в карьере гранитов Нижнеперевального массива.

Серия лампрофиров в районе Приисковского массива представлена спессартитами, единитами, керсантитами (по данным В. Е. Оленева, 1963 г.). Лампрофиры играют ведущую роль в большинстве дайковых полей Нанцинского рудного подрайона. Чаще всего это спессартиты, иногда по простирацию постепенно переходящие в единиты, везегиты, диабазы. Лампрофиры легко подвергаются вторичным изменениям. Типичные вторичные минералы: хлорит, пренит, актинолит, серицит, лейкоксен. Дайки диоритовых порфиров, микродиоритов, прослеженные в бассейне ключа Малиновый в пределах рудного поля Тернистого месторождения, по мнению Н. И. Лаврика (1961 г.), А. И. Бурдэ (1963 г.), Ю. Н. Размахнина (1964 г.), являются догранитовыми, т. е. внедрились сразу же за габбро-диабазами Тернистого штока, но до внедрения кварцевых порфиров. По данным И. С. Анисимова и др. (1971 г.), Э. П. Изоха (1967), возраст диоритовых порфиров — 84 млн. лет, кварцевых порфиров и гранит-порфиров — 90 млн. лет. На этом основании они считают, что диоритовые порфириты моложе даек кислого состава и относятся к комплексу послегранитовых даек среднего состава.

На Дальнетаежном месторождении, по данным П. Н. Антонова (1960 г.), послегранитовые дайки диоритовых порфиров мощностью от 0,5 до 8 м выполняют трещины субмеридионального простираения, располагаясь в одних трещинах с дайками кислого состава и рудными телами. Они отчетливо секут гранит-порфиры. Спессартиты слагают две дайки в пределах рудного поля, мощность их 0,5—0,8 м. Роговообманково-пироксеновые порфириты залегают в виде штока (40 × 100 м), к северу и югу переходящего в маломощные дайки.

На Среднемикулинском месторождении, по данным Ю. А. Ильина и др. (1967 г), послегранитовые дайки основного и среднего состава распространены к северо-востоку от рудных тел, в бассейнах ключей *Нормальный*, *Луговой*, *Важный*. Простираение даек северо-западное. До- и послегранитовые дайки образуют единую полосу северо-западного простираения шириной до 4 км. Длина отдельных даек достигает 1 км, мощность 60—80 м. Морфология даек сложная; они часто разветвляются на серии субпараллельных маломощных апофиз причудливой формы.

Корни датских эффузивов представлены кварцевыми порфирами, дацитами, фельзитами, залегающими в форме даек и субвулканических тел. По данным В. М. Кочкина (1962 г.), корневые дайки выполняют разрывы северо-восточного простираения в Излучинском массиве гранитов, в штоке диоритов ключа Попутный, в осадочных породах триаса в бассейне клю-

ча Тополинный. По простиранию они прослежены на 7—9 км, при мощности до 5 м, с падением на юго-восток. На правобережье ключа Дальний закартирована цепочка даек фельзитов и дацитов, в зальбандах которых наблюдались зоны «закалки» и окварцевание вмещающих пород. Корневые дайки протягиваются в виде полосы субширотного простирания к востоку от Центрального разлома в бассейне правых притоков р. Арму (В. М. Кочкин, 1968 г.). В коренных обнажениях (левый борт р. Юркая) наблюдаются останцы покрова в виде даек кварцевых порфиров и фельзитов с флюидалной текстурой.

Полоса даек субмеридионального простирания, по данным В. Е. Оленева (1966 г.), отмечена среди гранитов Дальнеарминского массива в бассейне рек Беглянка и Заманиха. В бассейне ключа Ясневый вскрыта серия сближенных даек фельзитов среди крупнозернистых биотитовых гранитов. Фельзиты встречены также в зоне Центрального разлома, где они образуют небольшие по площади некки.

По представлениям В. С. Иванова (1971 г.), большинство даек кварцевых порфиров, дацит-порфиров и фельзитов генетически связано с покровами кислых эффузивов позднего мела (дорофеевская свита). Они пространственно удалены от покровов и слагают отдельные дайки и полосы сближенных даек. По степени раскристаллизации кварцевые порфиры мощных даек и субвулканических интрузий приближаются к гранит-порфирам (интрузии ключа Хвойный, Усть-Микулинский шток и др.).

Весьма интересными для этой серии интрузий являются дайки, штоки и покровы лавобрекчий кварцевых порфиров. Последние встречены в зоне Центрального структурного шва (в западном экзоконтакте Биссерского массива и на Юрком месторождении), в зоне Главного синклинория (месторождения Звездное, Усть-Микулинское). Для этих лавобрекчий характерна насыщенность обломками (0,5—5 до 10 см) ороговитованных осадочных пород, а для Усть-Микулинского штока кварцевых порфиров, кроме того, характерно наличие ксеногенного оливина и пироксена.

Зона кольцевых интрузий кварцевых порфиров и гранит-порфиров закартирована к северо-востоку от Дальнего массива в ключе Хвойный. Эти интрузии приурочены к дуговому разлому (В. А. Никогосян, 1966 г) и полукольцом опоясывают поле позднемеловых сенонских эффузивов среднего состава. Контакты их с вмещающими породами резкие и крутые (до вертикальных). Кварцевые порфиры и фельзиты отмечаются также в зоне даек и штоков гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров и лампрофиров, прослеживающейся от ключа Хвойный к месторождению Восток-2 и далее на северо-запад к Биссерскому массиву.

Дат-палеогеновый дайковый комплекс

Дат-палеогеновый интрузивный комплекс представлен диоритами, кварцевыми диоритами, диоритовыми, диабазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами, лампрофирами, меладiorитами, оливничовыми габбро, долеритами, залегающими в форме малых интрузий, штоков, даек.

По данным А. Я. Гааза и др. (1970 г.), дайки пироксен-плагиоклазовых порфиритов палеогенового возраста распространены довольно широко. В пределах рудного поля месторождения Восток-2 насчитывается десять таких даек протяженностью до 1,4 км и мощностью до 4 м. Дайки имеют северо-западное и субмеридиональное простирание с падением на восток, реже на запад. Эти дайки пересекают диоритовые порфириты мелового возраста.

В бассейне р. Тигринка в пределах Тигриного месторождения поздне меловой-палеогеновый комплекс представлен малыми интрузиями и дайками основного, среднего, умеренно кислого состава. По заключению В. М. Кочкина (1968 г.), они образовались в результате проявления послепоздне мелового (палеогенового) тектоно-магматического цикла, когда на месте мезозойской геосинклинали уже существовала платформа. Основными каналами для внедрения магмы явились разломы глубокого заложения в жестком фундаменте, представленном породами палеозоя (?) и мезозоя. Возраст комплекса принимается условно палеогеновым, так как мелкие штоки и дайки зоны Тигринского разлома рвут покровные порфириты сиванчинской свиты и биотитовые граниты второй фазы Излучинского массива и, в свою очередь, пересекаются корневыми дайками кварцевых порфиров (шок ключа Попутный) палеогенового возраста (последние описаны в группе корневых даек датских эффузивов). Штоки ключей Попутный, Ягодный, Быстрый (3—4 км²) тяготеют к зоне Тигринского глубинного разлома, более мелкие штоки (до 0,3 км²) приурочены к местам пересечения разрывов северо-западного и субширотного простирания. Дайки гранодиорит-порфиров мощностью до 40 м тяготеют к разрывам субмеридионального простирания, секущим зону Тигринского разлома, пересекают осадочные толщи триаса и юры, а также граниты второй фазы Излучинского массива. Дайки диоритовых порфиритов мощностью до 20 м имеют северо-западное и субмеридиональное простирание; для них характерны зоны «закалки» в эндоконтактах (мощностью до 0,5—3 см). Лампрофиры, прослеженные по делювию на водоразделе ключей Тополинный — Обманчивый, приурочены к разрывам северо-западного простирания, среди них преобладают спессартиты, а также пироксен-роговообманковые порфириты.

Н. Ф. Васильевым (1965 г.) на правом берегу р. Большая Уссурка, вблизи пос. Дерсу, установлены дайки долеритов и гранодиоритов, секущие покровы долофеевской свиты поздне-мелового возраста. Простирание даек субмеридиональное с крутым падением, мощность до 10 м, протяженность до 100 м.

В районе Приисковского массива, по данным В. Е. Оленева (1963 г.), к позднемеловому-палеогеновому времени отнесены мелкие штоки диоритов, кварцевых диоритов, меладiorитов, а также сопряженные с ними диоритовые порфириды, так как они прорывают гранодиориты, граниты массива и осадочные породы. Эти породы, находясь в зоне контактового метаморфизма Приискового и Нижнеперевального массивов, не обнаруживают признаков метаморфизма.

Неогеновый комплекс субвулканических интрузий и даек

Неогеновый субвулканический комплекс представлен базальтами оливиновыми, пироксен-оливиновыми, плагиоклаз-пироксеновыми, плагиоклаз-роговообманковыми и щелочными базальтоидами, залегающими в форме неков и даек. Большая часть этих субвулканических интрузий закартирована на водоразделе рек Арму и Обильная (устье р. Обильная).

По данным А. Я. Гааза (1970 г.), в районе месторождения Восток-2 закартировано субвулканическое тело лейцитовых базальтов, детально описанное Е. П. Денисовым (1967), приуроченное к пересечению разломов северо-восточного и широтного направлений, являющихся оперяющими разломами Центрального структурного шва. Контакты тела имеют пологое падение под углом 20° . В приконтактной части базальты пористые—0,31—1 см, редко до 5 см.

Дайки пикритов и мончикитов отмечены в зоне Тигринского разлома в верхнем течении р. Дальняя (И. А. Гаев, 1957 г.; М. Г. Руб, Б. Л. Залищак, 1964) северо-восточного, субмеридионального простирания с падением на северо-запад; мощность даек до 5 м.

Дайки и малые интрузии рудных полей

Взаимоотношения даек с оруденением на некоторых месторождениях Уссурко-Арминского рудного района рассматриваются согласно районированию и формационной классификации Е. А. Радкевич и др (1968).

Дальнеарминский подрайон характеризуется развитием гранитоидных массивов позднекладчатого этапа. Они тяготеют к разломам, осложняющим крылья антиклиналей и сопряженным с Центральным структурным швом. Здесь развиты наиболее высокотемпературные месторождения кварцевой, а также скарновой формаций. Одним из представителей месторождений скарновой формации является Восток-2. Дайки рудного

поля этого месторождения принадлежат разным комплексам: догранитовых даек диоритовых порфиритов раннемелового возраста (дорудные), послегранитовых даек кислого и среднего состава, в том числе сложных даек, позднемелового возраста (интратрудные), палеогеновых даек пироксен-плагиоклазовых порфиритов (послерудные), плиоценовых щелочных базальтов. Наложение скарнов, по данным А. Я. Гааза и др. (1970 г.), шеелит-кварцевой, сульфидной и кварц-карбонатной минерализаций на гранодиориты штока не вызывает сомнений относительно их более раннего формирования. Более сложные взаимоотношения наблюдаются между дайками и рудными образованиями. В гранодиорит-порфирах даек сложного состава имеются редкие ксенолиты скарна пироксен-плагиоклазового состава. Взаимоотношения диоритовых порфиритов с рудами устанавливаются довольно четко (рис. 2). Некоторые дайки секут рудные тела и сами пересечены маломощными дайками пироксен-плагиоклазовых порфиритов палеогенового возраста (рис. 3). На контакте с пирротиновыми рудами в диоритовых порфирах по основной массе и по чешуйкам биотита развиваются слабоплеохроирующий мусковит, кварц и редкие зерна биотита. Сульфиды отчетливо замещают основную массу и плагиоклаз вкрапленников.

Таким образом, диоритовые порфириты внедрились после формирования скарново-шеелитовых залежей, но являются бо-

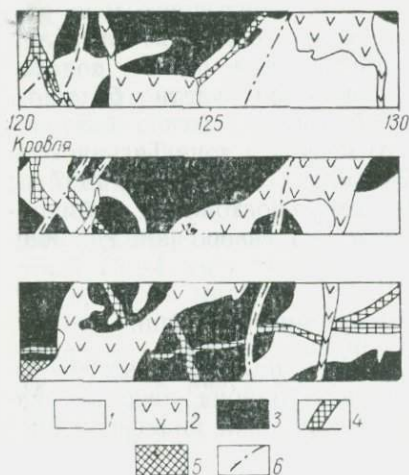
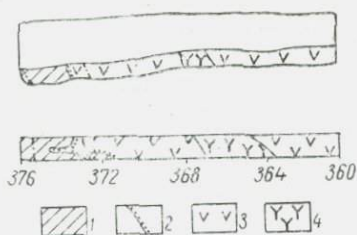


Рис. 2. Взаимоотношения даек диоритовых порфиритов с рудой. 1 — кварц-биотитовые роговики; 2 — диоритовые порфириты; 3 — шеелит-сульфидная руда; 4 — шеелит-кварцевые прожилки; 5 — скарны; 6 — тектонические трещины

Рис. 3. Интрузивные контакты между дайками диоритовых порфиритов позднемелового и палеогенового возраста. 1 — алевролиты; 2 — оторочка закалки; 3 — диоритовый порфирит К₂; 4 — диоритовый порфирит Р



лее древними образованиями, чем сульфидное оруденение. Пироксен-плагноклазовые порфириды палеогенового возраста являются более молодыми образованиями, чем позднемеловые диоритовые порфириды. Они секут скариново-шеелитовые рудные залежи, а также халькопирит-пирротиновые руды. Наиболее поздние кварц-карбонатные прожилки отчетливо пересекают все магматические породы рудного поля, карбонатизация и хлоритизация пород, связанные с этими образованиями, широко проявились как во вмещающих породах, так и в гранодиоритах штока, в дайках гранит-порфиров и гранодиорит-порфиров.

В западной части Дальнеарминского подрайона характерными представителями кварцевой формации являются касситерит-кварцевые месторождения Усть-Микулинское и Тигриное, представленные сериями параллельных кварцевых прожилков с касситеритом и вольфрамитом. Дорудные дайки Тигриного месторождения представлены гранит-порфирами, диоритовыми и андезитовыми порфирами позднемелового возраста. Дайки и рудные прожилки выполняют мощную зону трещиноватости северо-западного простирания. Мощность зоны 1,6 км. Дайки и оруденение широко распространены по всей мощности зоны и прослежены по простиранию в северо-западном направлении. В трех километрах к северо-востоку от штока Тигриного закартированы послерудные тела пикритов и мончикитов неогенового (?) возраста, приуроченные к зоне разрывов Тигринского разлома северо-восточного простирания.

Нанцинский подрайон, расположенный к востоку от Центрального структурного шва, характеризуется уже меньшим развитием гранитоидных массивов, проявлением трещинных интрузий и особенно даек, образующих полосы вдоль зон повышенной трещиноватости. Здесь известны разнообразные месторождения касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формаций (Тернистое, Горное, Трапедия, Весеннее, Далекое, Широкодолое). Представителем касситерит-хлоритового типа является месторождение Тернистое, расположенное на водоразделе рек Березовая и Обильная в пределах антиклинали, сложенной нерасчлененными отложениями поздней юры — раннего мела — флишоидными переслаивающимися толщами песчаников, алевролитов, глинистых сланцев. Месторождение сочетает в себе признаки двух формаций: касситерит-силикатной (хлоритовый тип) и касситерит-сульфидной (медно-оловянный тип). Интрузивные породы рудного поля представлены штоком габбро-диабазов и дайками диоритовых порфиров, микродиоритов, кварцевых порфиров и гранит-порфиров, диабазовых порфиритов позднемелового возраста. К наиболее древним относятся габбро-диабазы Тернистого штока (100 млн. лет), постепенно переходящие в окраинных частях интрузива к габбро-диоритам, развитым в восточной части рудного поля.

Предполагается, что дайки диоритовых порфиритов и микродиоритов ключа Малиновый являются жильными дериватами магмы, давшей шток. К поздним относятся дайки кварцевых порфиритов (90 млн лет).

Все упомянутые интрузивные породы отчетливо дорудные. Дайки кварцевых порфиритов по времени формирования близки к рудной стадии минерализации и являются, по-видимому, дериватами гранитной интрузии, скрытой на глубине, аналогом которой обнаруживаются в районе рудопроявления Далекое. Эти дорудные дайки кварцевых порфиритов пересекаются кварц-хлорит-касситеритовыми жилами и более поздними сульфидными жилами и прожилками, а также крупными тектоническими нарушениями северо-восточного и субмеридионального простирания (рис. 4). Самыми молодыми являются внутриминерализационные дайки диабазовых порфиритов (84 млн лет), которые пересекают кварц-арсенопиритовые прожилки и пересекаются поздними кальцитовыми прожилками (рис. 5).

В пределах этой же антиклинальной структуры расположено Широкодолое месторождение. Оно также сочетает в себе признаки двух формаций: касситерит-силикатной (хлоритовый тип) и касситерит-сульфидной (с молибденитом и шеелитом). По данным О. П. Макарова и др. (1973 г.), интрузивные породы рудного поля представлены гранитами (0,3×0,16 км) с широким ореолом контактовых изменений и дайками гранит-порфиритов, кварцевых порфиритов и спессартитов. Дайки диоритовых порфиритов подразделяются на догранитовые с северо-западным простиранием, приуроченные к северной части рудного поля и интенсивно ороговикованные, и послегранитовые в южной части рудного поля, где диоритовые порфириты субмеридионального простирания контролируют размещение рудных зон и несут следы контактовых изменений (рис. 6). Диоритовые порфириты до- и послегранитовые являются дорудными. Первые пересекаются прожилками кварц-полевошпатового состава с шеелитом, которые генетически связаны с гранитами. Вторые интенсивно раздроблены и цементированы кварц-сульфидными рудами. Дайки кислых пород имеют явную ориентировку; в них отмечается только вкрапленность шпирита. Серия даек гранит-порфиритов и кварцевых порфиритов имеет северо-восточное простирание, возможно представляющая собой единое тело, разорванное нарушениями. По аналогии с Дальнетаежным месторождением можно предположить, что послегранитовые дайки диоритовых порфиритов моложе даек кислого состава, секущих граниты.

Дальнетаежный подрайон располагается ближе к кромке позднемеловых вулканитов Прибрежного вулканогенного пояса. Он характеризуется развитием касситерит-сульфидных и олово-полиметаллических месторождений. Месторождения, удаленные от массивов интрузивных пород, принадлежат к сред-

Рис. 4. Взаимоотношения дайки кварцевых порфиров с рудой. 1 — песчаники; 2 — кварцевые порфиры; 3 — кварц-хлорит-касситеритовая руда; 4 — тектоническое нарушение

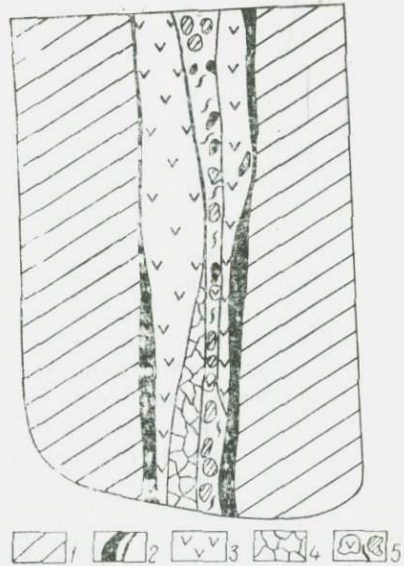
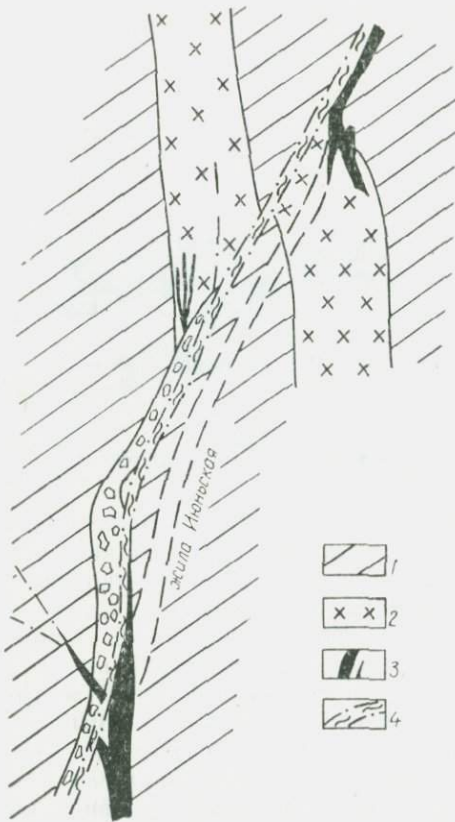


Рис. 5. Взаимоотношения дайки диабазового порфирита с рудой. 1 — глинистые сланцы; 2 — прожилковая окисленная кварцевая руда с арсенопиритом; 3 — диабазовый порфирит; 4 — зона дробления с лимонитовыми прожилками; 5 — зона брекчирования

нетемпературному типу. Рудные жилы часто пространственно ассоциируют с разнообразными дайками. Здесь встречаются различные типы месторождений: кварц-касситерит-серпичитовые зоны с наложенной сульфидной пирротин-сфалерит-галенитовой минерализацией (Дальнетаежное), касситерит-сульфидные жилы с пирротинном, халькопиритом, сфалеритом и тонковкрапленным касситеритом (Среднемикулинское), минерализованные зоны убогой вкрапленности и прожилковой минерализации с тонковкрапленным касситеритом и станнином, а также с пирротинном, галенитом, сфалеритом (Зимнее).

Наибольший интерес представляет рудное поле Дальнетаежного месторождения. Здесь на глубине вскрываются биотитовые роговики, видимо, в кровле скрытого гранитоидного мас-

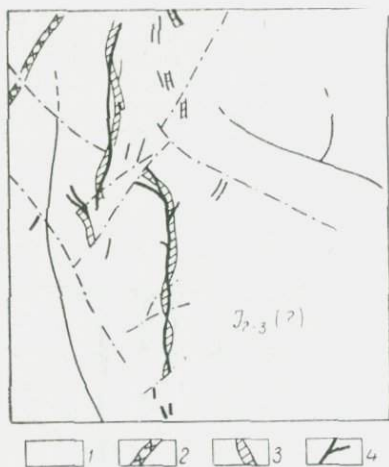


Рис. 6. Взаимоотношения даек диоритовых порфиритов с рудой. 1 — песчаники, алевролиты I₂₋₃ (?); 2 — гранит-порфиры; 3 — диоритовые порфиры; 4 — рудные тела с касситеритом

сива. По данным П. Н. Антонова (1960 г.), многочисленные дайки кислого и среднего состава являются дорудными. Наиболее древние дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров приурочены к трещинам субширотного и северо-западного простирания и пространственно контролируют оруденение. Гранит-порфиры и кварцевые порфиры представлены как самостоятельными, так и сложными дайками мощностью до 30 м, где гранит-порфиры слагают центральные части с постепенным переходом в кварцевые порфиры к контактам. Химический и минеральный состав обеих разновидностей идентичен, но они различаются структурой основной массы и количеством порфировых выделений. Более молодые дайки диоритовых порфиритов заполняют трещины северо-западного и северо-восточного простирания. Иногда в центральных частях мощных даек (до 8 м) появляются микродиориты. Пироксен-роговообманковые порфириты с многочисленными шлирами бурой роговой обманки залегают в виде небольшого штока (40×100 м) и отходящих от него маломощных даек. Взаимоотношения штока с другими интрузивными образованиями, так же как и редких даек, спессартитов субмеридионального простирания, на месторождении не установлены.

На Среднемикулинском месторождении, по данным Ю. А. Ильина и др. (1967 г.), полоса позднемеловых даек северо-западного простирания шириной около 4 км включает в порядке последовательности внедрения: диабазовые порфириты, кварцевые порфиры и гранит-порфиры, диоритовые порфириты и спессартиты (дорудные), габбро-порфириты (послерудные). Диабазовые порфириты принадлежат комплексу догранитовых даек, так как характеризуются роговиковой структурой из-за обилия вторичного биотита и красновато-фиолетовой

окраской. Так как диоритовые порфиры и спессартиты не подвержены контактово-метаморфическим изменениям, они принадлежат комплексу послегранитовых даек. Для них характерны гидротермальные изменения: альбитизация, сосюритизация плагиоклазов, хлоритизация биотитов, роговых обманок, пироксенов. Габбро-порфиры лишены гидротермальных изменений (рис. 7).

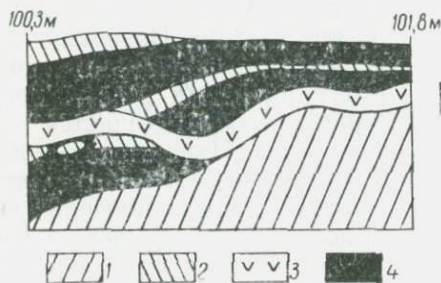


Рис. 7. Взаимоотношения дайки габбро-порфиров с рудой. 1 — песчаники; 2 — кальцитовые прожилки; 3 — габбро-порфиры; 4 — зона дробления с прожилково-вкрапленной рудой

З а к л ю ч е н и е

Интрузивным и эффузивным ассоциациям Уссурко-Арминского района соответствуют определенные комплексы даек: 1) дайки, связанные с позднепалеозойским комплексом гипербазитов и базитов оливинит-верлитовой и троктолит-кортландитовой формаций; 2) корневые дайки андезитов, андезит-базальтовых и диоритовых порфиров, микрогаббро и габбро-порфиров, пространственно и генетически связанные с покровами сенонских порфиров; 3) догранитовые дайки габбро-диоритов, монцонит-диоритов, диоритовых и диабазовых порфиров, возможно связанные с интрузиями габбро-диорит-гранодиоритовой и габбро-монцонит-сиенитовой ассоциаций; 4) послегранитовые дайки граносиенитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров, связанные с массивами гранодиорит (адамеллит)-гранитной плутонической ассоциации; 5) корневые дайки кварцевых порфиров и гранит-порфиров, фельзитов, дацитов, генетически связанные с покровами кислых эффузивов позднего мела (дорофеевская свита); 6) неогеновые (?) дайки щелочных базальтов, пикритов и мончикитов, связанные с формацией щелочных базальтов.

Большая часть известных в Уссурко-Арминском районе послегранитовых даек на данном этапе не может быть достоверно сопоставлена с выделенными интрузивными и эффузивными ассоциациями, это разнообразные лампрофиры (одиниты, везиты, спессартиты, керсантиты и др.), диоритовые, диабазовые, андезитовые порфиры, габбро-порфиры.

Размещение даек, как правило, контролируется, системой

разломов и зон трещиноватости северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и близширотного направлений, образующих «решетку». В пределах рудного поля Восток-2 полосы даек основного и среднего состава северо-западного и субмеридионального направлений протяженностью до 8 км контролируются разрывами, оперяющими Центральный разлом. К востоку параллельно этой зоне протягивается полоса даек кислого состава до 12 км от ключа Хвойный через Биссерский массив до Центрального разлома. Зона Центрального структурного шва от среднего течения р. Дальняя до южной рамки района густо насыщена послегранитовыми дайками основного и среднего состава; простиранье даек подчиняется общему северо-восточному направлению зоны. Параллельно зоне Центрального структурного шва в пределах Главного синклиория выделяется полоса даек лампрофиров и порфиригов протяженностью до 50 км. Четкая полоса даек гранит-порфириров и кварцевых порфириров шириной около двух километров и протяженностью до 20 км северо-западного направления, контролируется Арминским разломом. Полоса даек основного и среднего состава, контролируемая Тигринским разломом и оперяющими его трещинами, протягивается более чем на 50 километров.

Ассоциации даек, развитые в пределах рудных полей, оказываются близкими по составу, однако возраст оруденения относительно дайковых серий может быть различным. На месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной и касситерит-сульфидной формации (Тернистое, Широкодолое, Дальнетажное, Среднемикулинское) дорудные дайки представлены микродiorитами, кварцевыми порфирами и гранит-порфирами, послерудные — габбро-порфиритами, диабазовыми порфиритами; на месторождениях же шеелит-скарновой формации (Восток-2) внутриминерализационная дайковая серия среднего-кислого состава разделяет скарново-шеелитовую и сульфидную стадии минерализации, послерудные дайки представлены порфиритами и щелочными базальтами; на месторождениях кварц-касситеритовой формации (Тигриное) дорудные дайки — гранит-порфиры, порфириты диоритовые и андезитовые, послерудные — пикриты, мончикиты.

Рудным полям свойствен дайковый магматизм, охватывающий длительный промежуток времени и отличающийся набором разнообразных по составу даек. Так, на месторождениях Восток-2, Тернистое, Тигриное и др. временной интервал проявления дайкового магматизма охватывает период от раннего мела до неогена включительно, а дайковые серии представлены основными, промежуточными, кислыми и щелочными разновидностями. Эта особенность дайкового магматизма может быть использована для выбора и оценки площадей, перспективных в отношении оруденения.

ЛИТЕРАТУРА

- Бурдэ А. И. Интрузии левобережья р. Арму и связь с ними оруденения. — Информ. сб. 2, ПТГУ. Владивосток, 1961, с. 63—68.
- Бурдэ А. И. Структурно-магматические факторы контроля оловянного и полиметаллического оруденения в Арму-Иманском районе. — Геол. и металлоген. сов. сект. Тихоокеан. руд. пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 475—480.
- Геология СССР, т. 32, Приморский край. М., «Недра», 1969, 695 с.
- Денисов Е. П. Первая находка лейцитовых базальтоидов в Центральном Сихотэ-Алине. — «Геол. и геофиз.», 1967, № 2, с. 118—120.
- Иванов В. С., Степанов Г. Н., Сахро В. Г., Лаврик Н. И., Степанова М. В., Залищак Б. Л., Октябрьский Р. А., Малахов В. В. Особенности магматизма и рудной минерализации Среднего Сихотэ-Алиня. — Магматизм, метаморфизм и оруденение Дальнего Востока. Владивосток, 1976, с. 50—67.
- Изох Э. П., Колмак Л. М., Наговская Г. И., Русс В. В. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. — Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., в. 21. М., 1957, 246 с.
- Изох Э. П., Русс В. В., Кунаев И. В., Наговская Г. И. Интрузивные серни Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., «Наука», 1967, 383 с.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Наука», 1967, 387 с.
- Радкевич Е. А., Берсенева И. И., Бурдэ А. И., Иванов Ю. Г., Коренбаум В. С., Куренцова Н. А., Смирнов А. М. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток, 1968, 102 с.
- Размахнин Ю. Н. Некоторые особенности тектоники, магматизма и металлогении района среднего Имана в Центральном Сихотэ-Алине. — Сообщ. ДВ фил. СО АН СССР, в. 10, 1959, с. 35—50.
- Руб М. Г., Залищак Б. Л. Щелочные интрузивные породы Приморского края. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 10, с. 80—102.

СОДЕРЖАНИЕ

Октябрьский Р. А., Зимин С. С., Гайденко С. В. Апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика	3
Ленников А. М., Соляник А. И. Химизм анортозитов Джугджура	25
Ленников А. М. Иризирующие плагиоклазы джугджурских анортозитов	73
Васькин А. Ф., Карсаков Л. П. Сехтагский габбро-анортозитовый массив (восток Становой складчатой области)	90
Иванов В. С., Поповиченко В. В., Кулешова Э. Б. Трахиандезитовая и габбро-монцит-сienитовая ассоциация Кавалеровского рудного района	100
Октябрьский Р. А., Щека Ж. А., Бабаева Ю. С. Особенности состава монцитонитов Молодежной интрузии (Приморье)	119
Иванов В. С., Щека Ж. А., Бабаева Ю. С. Строение и состав Бутугычагских оловоносных массивов юга Яно-Колымской складчатой области.	133
Щека С. А., Олейников А. В., Сясько А. А., Степанов Ю. П. Первые находки щелочных базальтов с лерцолитовыми включениями в Главном синклиории Сихотэ-Алиня	146
Кипаренко Р. И. Мезо-кайнозойские дайки Центрального Сихотэ-Алиня (обзор исследований и опыт систематики)	152

МИНЕРАЛЬНЫЕ ФАЦИИ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОД

Редактор *Т. С. Жеглова*

Художник *Г. П. Писарева*

Техн. редактор *Л. С. Гришина*

Корректоры *Е. А. Рамм, А. Б. Зельманова*

ВД 14303. Сдано в набор 24.II. 1978 г. Подписано к печати 3.VIII 1978 г.
Формат 60×90/16. Усл. печ. л. 10,75. Уч.-изд. л. 12,73. Тираж 500 экз. Бумага тип. № 1. Цена 1 р. 90 коп. Заказ 4088.

Редакционно-издательский отдел Дальневосточного научного
центра Академии наук СССР

690600, Владивосток, Ленинская, 50

Полиграфический комбинат Управления издательств, полиграфии
и книжной торговли Приморского крайисполкома
Владивосток, Океанский пр., 69

УДК 552.321.5(571.61)

Апатитоносные пироксенит-габбро-норитовые интрузивы Центрального Становика. Октябрьский Р. А., Зимин С. С., Гаиденко С. В.— «Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978 с. 3—24.

Приводится детальное описание геологического положения и состава пород апатитоносных базитов бассейна р. Брянта. Дается подробная характеристика состава минералов по оптическим свойствам, а также сравнительный анализ геохимических особенностей апатитоносных базитов и никеленосных дуинито-троктолитовых интрузий Станового хребта.

Ил. 3, табл. 12, библи. 13.

УДК 552.311

Химизм анортозитов Джугджура. Леников А. М., Соляник А. Н.— «Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 25—72.

На основе нового аналитического материала всесторонне охарактеризованы особенности химизма джугджурских анортозитов. Впервые приведены данные о характере распределения и содержания элементов-примесей в породах плутона, средний состав которых составляет (вес % и $n \cdot 10^{-4}$ вес. % соответственно): SiO_2 —51,55; TiO_2 —0,57; Al_2O_3 —24,44; Fe_2O_3 —1,82; FeO —3,21; MnO —0,06; MgO —2,89; CaO —9,76; Na_2O —3,45; K_2O —0,47; Ni —27; Co —33; Cu —86; Cr —96; V —69; Zn —37. Установленные для многих авторитетных анортозитовых массивов более высокие, чем в расслоенных габброидных интрузивах, значения энстатит-анортозитового отношения на примере анортозитов Джугджура интерпретируются как результат влияния более высокого давления в момент их кристаллизации.

Ил. 9, табл. 17, библи. 43.

УДК 552.321.5(235.34)

Иризирующие плагиоклазы джугджурских анортозитов. Леников А. М.— «Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 73—89.

Впервые детально охарактеризованы особенности иризирующих плагиоклазов в анортозитах Джугджура, специфика распределения их в пределах анортозитового плутона и высказаны предположения относительно P—T условий кристаллизации. Показано, что иризирующие плагиоклазы Джугджурского анортозитового массива варьируют по основности (№ 49—63), а также оптической (0,3—1,0) и рентгеновской (70—100%) упорядоченности. Состав отдельных участков зерен иризирующих плагиоклазов и их оптическая упорядоченность также непостоянны. Максимальные различия по основности достигают в пределах зерен 7% An , а наибольшая разница в оптической упорядоченности между зонами равна 0,4. По данным химических анализов, составы джугджурских иризирующих плагиоклазов четко ограничены интервалом $\text{An}_{50}\text{Or}_{3-6}$ — $\text{An}_{60}\text{Or}_{2-3}$. Не иризируют плагиоклазы ближе An_{50} с такой же или более высокой калиевоностью, а также с основностью от An_{54} до An_{67} и содержанием Or менее 2%.

Ил. 3, табл. 2, библи. 25.

УДК 552.321

Сехтагский габбро-анортозитовый массив (восток Становой складчатой области) Васькин А. Ф., Карсаков Л. П.— «Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 90—99.

На основе результатов среднемасштабных геологических съемок и тематических работ последних лет охарактеризован Сехтагский габбро-анортозитовый массив на востоке Становой складчатой области.

Ил. 1, табл. 1, библи. 11.

УДК 552.323.2/4; 552.321.5; 331.2; 321.2

Трахиандезитовая и габбро-монцит-сиенитовая ассоциации Кавалеровского рудного района. Иванов В. С., Поповиченко В. В., Кудешиова Э. Б.—«Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 100—118.

На основе многочисленного аналитического материала дана всесторонняя характеристика строения и состава монцитонитов и предшествующих им по времени внедрения трахиандезитов Березовского массива. Приведены новые данные по составу и геохимии этих пород и минералов.

Ил. 1, табл. 8, библи. 4.

УДК 552.321.2 (571.63)

Особенности состава монцитонитов Молодежной интрузии (Приморье). Октябрьский Р. А., Щека Ж. А., Бабаева Ю. С.—«Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 119—132.

В статье описано геологическое положение, внутреннее строение и состав пород Молодежной габбро-монцитонитовой интрузии. На основе оптических и химических определений особенно детально рассмотрен состав всех породообразующих минералов. Приведены данные по химическому составу пород и содержанию элементов-примесей.

Ил. 1, табл. 5, библи. 9.

УДК 552.321.1

Строение и состав Бутугычгаских оловоносных массивов юга Яно-Кольмской складчатой области. Иванов В. С., Щека Ж. А., Бабаева Ю. С.—«Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 133—145.

В статье детально рассмотрены особенности геологического строения петрографии, состава минералов и геохимии олова в гранитах Бутугычгаских интрузий. Установлена определенная последовательность эволюции гранитных магм, приводящая на конечных этапах к отделению рудовосных флюидов.

Ил. 4, табл. 6, библи. 6.

УДК 550.311—551.217

Первые находки щелочных базальтов с лерцолитовыми включениями в Главном синклиниири Сихотэ-Алиня. Щека С. А., Олейников А. В., Сясько А. А., Степанов Ю. П.—«Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 146—151.

Описаны первые находки щелочных базальтов с лерцолитовыми включениями в Главном синклиниири Сихотэ-Алиня. Освещены их геострохония, минералогия включений, проведено сравнение с включениями более зрелых зон Сихотэ-Алиня. На основании изучения высказывается предположение о наличии под Главным синклиниирием Сихотэ-Алиня фундамента аналогичного фундаменту Ханкайского массива.

Ил. 1, табл. 5, библи. 2.

УДК 552.311 (571.63)

Мезо-кайнозойские дайки Центрального Сихотэ-Алиня (обзор исследований и опыт систематики). Кипаренко Р. И.—«Минеральные фации кристаллических пород Дальнего Востока». Владивосток, 1978, с. 152—169.

В работе рассмотрены дайковые комплексы Центрального Сихотэ-Алиня, связанные с позднемиловым дат-палеогеновым и неогеновым магматизмом. Осуществлена попытка сопоставить дайки, развитые на рудных полях месторождений вольфрама кварцевой и скарновой формаций и олова силикатно-касситеритовой и касситерит-сульфидной формаций. Ил 7, библи. 11.

1 р. 90 коп.

18892