

---

**ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ  
И РУДОНОСНОСТЬ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

---

НОВОСИБИРСК-1978

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

**ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ  
И РУДОНОСНОСТЬ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ**

**СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ**

НОВОСИБИРСК—1978

Тематика сборника соответствует основным направлениям исследований, проводимых в лаборатории рудоносности магматических формаций ИГиГ СО АН СССР. Геология, петрохимия и рудоносность гранитоидных комплексов рассмотрены на примере районов Дальнего Востока (Э.П.Изох) и Алтае-Саянской области (Б.Ф.Налётов). В этих статьях демонстрируется применение к конкретным районам общих принципов диагностики гранитоидных ассоциаций с разной рудоносностью, разработанных в лаборатории. Взаимосвязь состава базитов и кислых пород в гомодромных габбро-гранитных ассоциациях показана в статье Б.Ф.Налётова, причем использован большой петрохимический материал по многим районам СССР и некоторым зарубежным странам.

Геология, петрохимия и рудоносность габброидных комплексов рассмотрены на примере Восточного Казахстана в связи с никеленосностью (А.Г.Владимиров, П.В.Ермолов, В.Д.Хомяков) и Алтае-Саянской области в связи с апатитоносностью (В.И.Богнибов, А.П.Кривенко, Т.Р.Вицина, П.А.Балыкин). Геохимия радиоактивных элементов в гранитоидных золоторудных провинциях (В.А.Злобин, А.П.Пономарева) обсуждается на основе оригинальных аналитических данных по гранитоидам многочисленных районов СССР применительно к проблеме рудоносности магматических образований.

Авторы надеются, что обсуждаемые в сборнике вопросы привлекут внимание геологов, занимающихся магматическими формациями и связанными с ними полезными ископаемыми.

Ответственный редактор доктор геолого-минералогических наук Э.П.Изох

Печатается по решению секции  
минералогии, петрографии и рудных  
месторождений  
Ученого совета Института геологии  
и геофизики СО АН СССР

© Институт геологии и  
геофизики СО АН СССР  
1978 г.

Э.П. Изох

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ  
БАДЖАЛЬСКОГО И КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ  
НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ

Введение

Комсомольский и Баджальский оловорудные районы расположены на крайнем северо-западе Сихотэ-Алиньской складчатой области, в непосредственной близости к трассе БАМ. Крупное промышленное значение первого из них установлено еще в 50-х годах, а второго — наметилось в последние лишь годы.

Проблема корреляции магматических и рудных образований обоих районов имеет важное для практики значение. Оба района приурочены к одной и той же системе крупных магмоконтролирующих разломов, оперяющих с востока Хингано-Буреинский структурный шов, и тесно связаны друг с другом по латерали (6). Тем не менее, оба района, с точки зрения магматизма, выглядят крайне разнородными, и не случайно попыток строгой их корреляции до сих пор, по существу, не предпринималось.

Магматиты Комсомольского района интенсивно изучаются уже более 20 лет. Главные черты магматической схемы здесь были намечены еще первооткрывателем района О.Н. Кабаковым. Затем эта схема уточнялась и варьировалась Э.П.Изохом, П.Н.Кошманом, М.Г.Руб и Б.В.Макеевым, В.В.Онижимовским, Ю.И.Бакуличым, В.Я.Асмановым, Н.В.Огняновым, В.Г.Гоневчуком и др. Отдельные части магматической схемы района были дискуссионными с самого

начала и таковыми остались до сих пор. Общая последовательность магматических образований здесь следующая: 1 - холдоминская свита  $K_2^I$ , вулканогенно-осадочная, с кислыми эффузивами; 2 - амурская свита андезитов и андезито-дацитов с горизонтом кислых калиевых эффузивов в нижней части; 3 - силинский диорит-гранодиоритовый монцититоидный (калиевый) комплекс; 4 - чалбинский калиевый существенно гранитовый комплекс. Два последних комплекса Э.П. Извох и М.Г. Руб размещают в гомодромной последовательности, объединяя их в единую Мяо-Чанскую серию (комплекс). П.Н. Кошман (3), а вслед за ним другие геологи Комсомольской экспедиции, считают, чалбинские граниты комагматами холдоминской свиты и соответственно помещают их в нижней части магматической схемы.

Важным открытием последних лет явилось установление в Комсомольском районе натровых гранитоидов (4), которые необходимо выделять в особый цурильский интрузивный комплекс, рассматриваемый далее специально.

Магматиты Баджалского района также имеют длительную историю исследования, они еще в 50-х годах изучались М.И. Ипиконом, Е.В. Быковой, Н.П. Саврасовым и др., однако наибольшее внимание геологов они привлекали со времени открытия здесь промышленных перспектив оловянного оруденения. Важная обобщающая работа была выполнена А.Ф. Болотниковым, Н.С. Кравченко и Н.К. Крутовым (2). Много ценных фактических данных было получено большим коллективом геологов-съемщиков. В настоящее время исследования общего характера ведутся А.Ф. Майбородой и В.Ф. Морозовой, а также О.С. Максимовым.

Последовательность магматических образований в Баджалском районе, по А.Ф. Болотникову с соавторами, следующая: 1 - андезит-гранодиоритовая формация, 2 - существенно дипаритовая формация (2 антидромных ритма или фазы, практически идентичных по своим вещественным признакам), 3 - гранитовая формация (объединяется с предыдущей в единую дипарит-гранитовую формацию). Обращает на себя внимание широкое развитие здесь натровых эффузивов, а также натровых гранитоидов, причем последние Н.В. Огняновым (9) выделены в особый анижский интрузивный комплекс.

Как видно из изложенного, существующие магматические схемы обоих рудных районов дают очень мало материала для корреляции.

Обе схемы, как показано далее, содержат ряд пробелов и неясностей, устранить которые сейчас можно лишь с той или иной долей условности. Поэтому предлагаемую далее схему корреляции следует рассматривать лишь как первый опыт, а главное — как стимул к дальнейшим исследованиям в данном направлении. Для данного исследования использованы главным образом опубликованные и некоторые фондовые материалы, а кроме того — собственные наблюдения. На Баджале, в басс. р. Аник, они были проведены по рекомендации Н.В.Огнянова и при активной помощи О.С.Максимова, на Мяо-Чане — при тесном сотрудничестве с В.Г.Гоневчуком и Г.А.Гоневчук. В полевых работах, помимо автора, принимали участие Б.Ф.Надётов и А.П.Пономарёва.

До сих пор, сравнивая магматиты Баджала и Мяо-Чана, геологи сходились в одном, отмечая очень большое сходство (практически — тождество) между калиевыми оловосодержащими гранитами, например, Верхнеуральского и Чалбинского массивов.

Принадлежность тех и других к одной эокампанской ( $K_2^2$ ) магматической провинции, в которую входит также калиевые гранитоиды Дуссе-Алиня, Эзона, Сихотэ-Алиня, можно считать общепринятой. Поэтому мы вправе взять их в качестве одного из реперов ("маркирующих уровней") при корреляции магматических схем.

Второй репер появился сравнительно недавно, но именно благодаря ему появилась возможность наметить корреляцию магматических схем обоих районов в новом и, можно полагать, неожиданном аспекте. Речь идет об однотипных натровых гранитоидных комплексах: пурильском в Мяо-Чане и аникоком на Баджале, которые ниже рассмотрены специально.

### Пурильский комплекс

Натровые гранитоиды, принципиально отличные от широко развитых в Комсомольском районе калиевых магматических пород, как уже говорилось, впервые были обнаружены В.Г.Гоневчуком. В совместных с ним маршрутах были получены дополнительные данные, удостоверяющие как специфику рассматриваемой группы пород,

так и необходимость их выделения в самостоятельный интрузивный комплекс. Детальная его характеристика — задача специальной работы. Далее приводятся лишь те сведения, которые необходимы для сопоставлений.

Наиболее типичны и пока лучше всего изучены три массива, расположенные в южной части Мясно-Чанского рудного узла: Пурильский, Верхнесилиноцкий и Сектажский.

Пурильский массив имеет площадь около 4 кв. км, последовательность внедрения пород следующая: диориты — кварцевые диориты — гранодиориты и граводиорит-порфиры (преобладают). Широко распространены дайки аналогичных по составу пород. Примеры взаимоотношений приведены в пояснениях к табл. I. Массив рвет песчанико-сланцевую толщу яры — раннего мела, окружен четким контактовым ореолом, в котором распространены кварцевые жилы и зоны окварцевания со следами золота. По петрохимии (№№ I—16 в табл. I; рис. I) мы имеем здесь ярко выраженную натровую ассоциацию, поскольку натрия преобладает над калием во всем ряду пород (7).

Верхнесилиноцкий массив (около 2 кв. км) имеет следующую последовательность формирования: ранние дайки кварцевых диорит-порфиритов — кварцевые диориты — гранодиориты, иногда близкие к адамеллитам (преобладают) — поздние дайки кварцевых диоритовых порфиритов. Поздние дайки явно секут гранодиориты, но вместе с тем несут следы активного воздействия последних (гранитизация, дезинтеграция и т.п.), т.е. обладают чертами "реликтовых" или, точнее, синкосолидационных даек (5). Тем самым подчеркивается близость внедрения гранодиоритов и поздних даек, а значит — принадлежность их к одному комплексу. Ранние и поздние дайки по облику и химизму чрезвычайно сходны, и если бы не прямые геологические соотношения, вполне отчетливые и недвусмысленные, различить их (по следам, например) было бы нельзя. Петрохимически весь ряд пород аналогичен Пурильскому массиву (№№ 17—28 в табл. I; рис. 2).

Массив рвет и контактово метаморфизует песчанико-сланцевые отложения. В ороговевших породах и в самих гранитоидах много кварцевых жил, не сопровождающихся видимыми гидротермальными изменениями, пробирный анализ обнаруживает в них до 0,2 г/т золота.

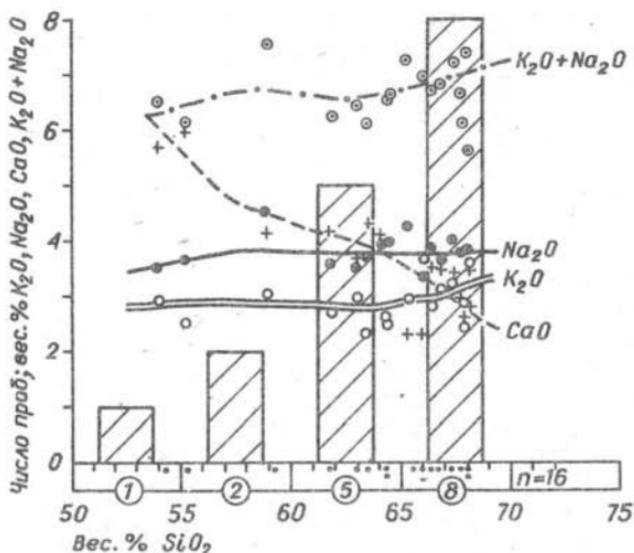


Рис. 1. Статистико-петрохимическая диаграмма пород Пуримьского массива. Составлена по данным табл. I (№№ I-16).

В гранитоидах отмечена маломощная жила лейкогранита с очень высоким содержанием калия (№ 29 в табл. I). Данная порода чужда рассматриваемой ассоциации, но зато тождественна молодым калиевым гранитам района. Резонно предположить, что мы имеем дело с удаленной апофизей глубже задегающих гранитов чалбинского типа. Это предположение тем более вероятно, что Верхнесилиноский массив размещен внутри обширного над-интрузивного контактового ореола, отходящего от Чалбинского массива далеко на восток, в сторону слияния рек Силинки и Амута (6).

Сектахокий массив имеет последовательность формирования, сходную с предыдущей: ранние дайки - гранодиорит - или адамеллит-порфиры (главная фаза) - поздние дайки (см. табл. I). Отличается массив наименьшей степенью раскристаллизации пород, т.е. резко гипабиссоальным обликом, что понят-

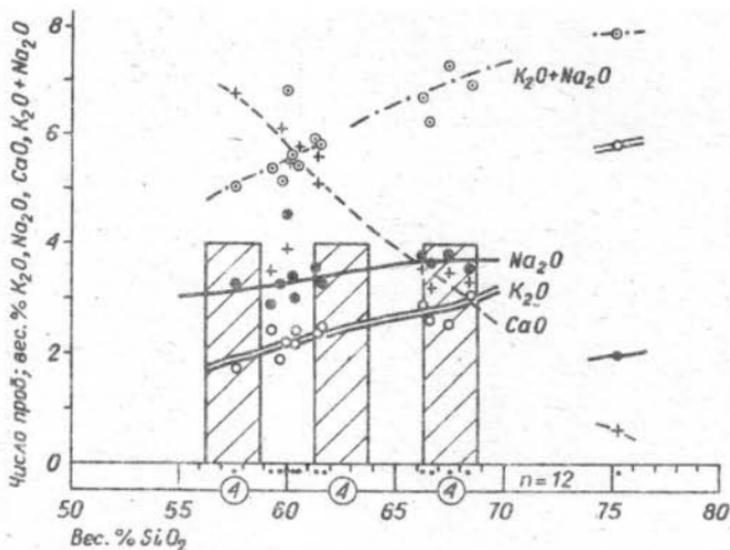


Рис. 2. Статистико-петрохимическая диаграмма пород Верхнесилдинского массива (авализы № 17-29 в табл. I).

не, так как он прорывает наиболее высокие части стратиграфического разреза района, включая развитую здесь холдеминскую свиту. Этот последний факт важен, поскольку фиксирует нижнюю возрастную границу пурильского комплекса. Породы массива отличаются от других пород того же комплекса также ясно выраженным наложенным контактовым метаморфизмом (областез, биотитизация и т.п.), обусловленным близостью к контактам крупного Чалбинского массива гранитов. Это обстоятельство отмечалось уже давно, и поэтому Сектахский массив и ранее считался одним из наиболее ранних в Мяо-Чанском районе (6).

По химизму породы массива также относятся к натровому классу (№ 30-47 в табл. I, рис. 3), однако калиеность здесь несколько выше, возможно, из-за наложенной биотитизации.

В Сектахском массиве обнаружены самые кислые породы пу-

рильского комплекса – гранит-порфиры, близкие к кварцевым порфирам. Они обладают очень высокой натровостью (№№ 46, 47, в табл. I) и по этому признаку в общем ряду пород стоят особняком (рис. 3). Наблюдался прямой контакт этих пород с конгломератами холдоминской свиты – факт очень существенный, поскольку он удостоверяет формирование заведомо натровых гранитоидов в промежутке между холдоминской свитой и калиевыми гранитами, метаморфизующими Сектахский массив.

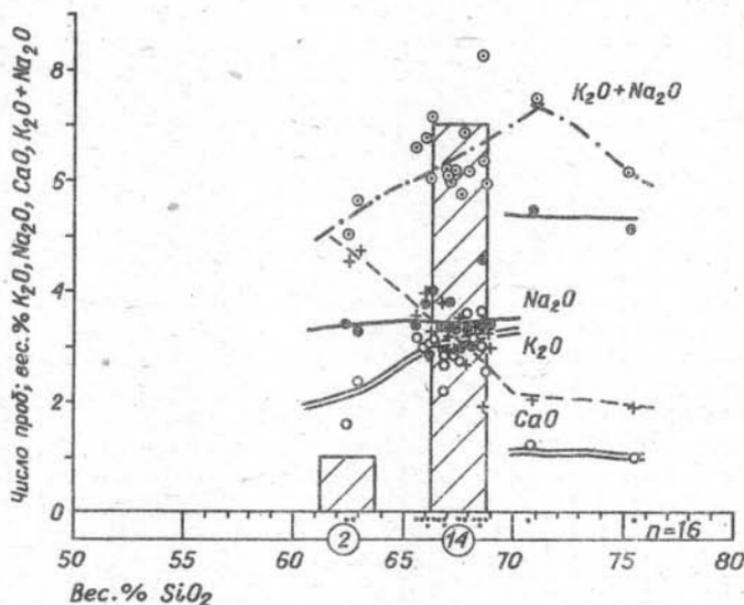


Рис. 3. Статистико-петрохимическая диаграмма пород Сектахского массива (анализы №№ 30-51 в табл. I).

В экзоконтактовой зоне массива широко распространены такие же кварцевые жилы и зоны экварцевания, как в выше рассмотренных массивах пурильского комплекса. Надо подчеркнуть, что вся эта минерализация не имеет ничего общего с сопровождающей в Мяо-Ча-

Химические составы пород пурльского комплекса

Таблица I

№ п/п	Вид обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	30-а	54,05	1,08	15,54	1,21	8,29	0,17	5,18	5,74	3,55	2,94	0,37	1,44	99,56
2	29 г	55,11	0,54	14,26	1,84	8,09	0,21	5,40	6,08	3,66	2,52	0,27	1,52	99,50
3	29 д	59,05	0,77	17,35	1,44	4,21	0,10	2,71	4,15	4,57	3,05	0,33	1,96	99,69
4	26 б	61,94	0,94	16,09	1,15	3,95	0,09	2,48	4,20	3,53	2,74	0,26	2,14	99,51
5	26 а	63,00	0,91	15,86	1,58	3,59	0,08	2,10	3,68	3,52	2,96	0,25	1,98	99,51
6	25 а	63,49	0,85	16,25	0,72	3,85	0,09	2,37	4,35	3,72	2,35	0,21	1,30	99,60
7	30	64,17	0,68	16,15	0,95	3,65	0,08	2,20	4,00	4,00	2,63	0,18	1,06	99,75
8	30	64,24	1,36	15,17	0,58	3,60	0,08	2,14	4,19	4,00	2,52	0,18	1,46	99,52
9	25 б	65,50	0,69	15,99	0,58	2,96	0,04	1,55	2,32	4,29	2,96	0,18	2,45	99,51
10	28 в	66,00	0,67	14,95	0,38	4,28	0,06	2,25	2,94	3,33	3,68	0,17	1,42	99,53
11	28 е	66,29	0,55	16,05	0,52	3,00	0,06	1,79	3,55	3,88	2,84	0,16	1,17	99,86
12	30	66,63	0,50	15,82	0,77	2,81	0,05	1,76	3,47	3,66	3,16	0,14	1,15	99,92
13	29 в	67,17	0,53	16,00	0,69	2,67	0,07	0,73	3,44	4,00	3,26	0,14	0,91	99,61
14	28 а	67,79	0,57	15,31	0,29	2,70	0,04	2,40	2,97	3,80	2,87	0,15	0,63	99,52
15	28 д	67,82	0,53	15,88	0,32	3,11	0,05	1,63	2,64	3,66	2,42	0,14	1,53	99,73
16	28 г	67,85	0,53	15,22	0,46	2,82	0,06	1,19	2,84	3,80	3,62	0,14	1,65	100,18
17	20 в	57,69	0,88	15,35	0,83	5,93	0,16	5,09	6,73	3,30	1,75	0,27	1,79	99,77
18	17 в	59,30	0,93	16,58	1,80	5,93	0,09	4,50	3,53	2,91	2,49	0,25	1,98	100,29
19	20 б	59,83	0,82	14,95	0,99	5,64	0,16	4,57	6,17	3,29	1,91	0,26	1,38	99,91
20	18 г	59,99	1,13	17,52	0,73	4,79	0,07	2,36	3,94	4,58	2,22	0,33	1,84	99,50
21	17 д	60,13	0,89	14,49	1,23	5,79	0,12	4,22	5,52	3,44	2,21	0,22	1,33	99,59
22	17 б	60,33	0,76	15,30	0,87	5,38	0,07	4,26	5,80	3,02	2,42	0,19	1,28	99,68
23	18 б	61,31	0,76	15,48	0,94	4,53	0,09	4,15	5,66	3,56	2,40	0,20	0,98	100,06
24	19 а	61,80	0,78	15,65	0,45	4,65	0,09	3,95	5,15	3,30	2,52	0,22	1,30	99,86
25	18 ж	66,19	0,61	16,00	0,24	3,03	0,04	1,52	3,61	3,77	2,95	0,17	1,42	99,55
26	17 а	66,77	0,60	16,15	0,54	3,30	0,04	1,72	3,27	3,66	2,63	0,08	1,32	100,08
27	17 г	67,62	0,58	15,86	0,59	2,76	0,03	1,64	3,52	3,80	2,59	0,20	1,17	100,36
28	18 а	68,31	0,60	15,22	0,51	2,63	0,04	1,34	3,38	3,56	3,10	0,16	0,94	99,79
29	19 б	75,14	0,14	12,10	0,40	1,69	0,02	0,60	0,68	2,00	5,88	0,05	1,01	99,71
30	38	62,73	0,65	16,68	0,90	3,01	сж.	4,18	4,54	3,42	1,61	0,14	1,82	99,52
31	22 д	62,92	0,87	16,54	0,80	4,24	0,09	2,09	4,73	3,22	2,40	0,28	1,66	99,84
32	21 а	65,91	0,65	15,91	1,27	2,59	0,06	1,93	3,55	3,37	3,20	0,17	1,07	99,68
33	22 а	65,96	0,68	16,10	1,13	2,69	0,07	1,71	3,97	3,76	3,00	0,18	1,10	100,35
34	23 б	66,06	0,62	15,96	0,89	3,64	0,04	2,20	3,26	2,82	3,06	0,12	1,23	99,50
35	24в	66,06	0,74	15,58	0,64	3,21	0,04	1,90	3,02	4,01	3,17	0,20	1,14	99,71
36	40	66,36	0,57	16,04	1,12	2,96	0,06	1,63	3,60	3,39	2,89	0,15	0,56	99,53
37	21 а	66,63	0,75	16,14	0,59	2,75	0,04	1,66	3,40	3,38	2,70	0,19	1,60	99,83
38	22 в	66,78	0,54	15,35	1,41	8,13	0,04	1,38	2,96	3,77	2,21	0,15	1,00	99,72
39	41	66,95	0,56	15,91	0,55	3,25	0,03	1,55	3,98	3,28	2,85	0,23	0,50	99,56
40	42	67,54	0,52	15,78	0,84	2,39	0,03	1,74	3,55	2,99	2,72	0,19	1,22	99,51

Таблица I (продолжение)

№ пп	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
41	22 г	67,89	0,59	15,18	0,43	2,74	0,05	1,52	2,72	3,30	3,58	0,13	I,37	99,50
42	45	68,26	0,73	14,48	0,64	3,14	0,08	1,22	3,33	3,03	3,13	0,14	I,50	99,67
43	22 в	68,45	0,60	14,96	0,62	2,55	0,04	1,41	3,30	3,30	3,05	0,14	I,17	99,59
44	23 в	68,47	0,52	16,14	0,26	1,81	0,03	1,22	1,96	4,58	3,69	0,14	0,84	99,56
45	44	68,83	0,50	15,42	0,33	3,22	0:03	1,45	2,99	3,34	2,60	0,13	0,77	99,61
46	24 б	70,85	0,50	14,75	0,59	1,84	0,04	1,06	2,08	5,43	1,22	0,12	I,06	89,54
47	24 ж	75,49	0,19	13,62	0,49	0,56	0,01	0,46	1,96	5,15	1,00	0,05	0,66	99,64

Подписания к таблице I. № анализ: I - I6 - Пуринский массив. I - среднезернистый диорит из крупного ксенолита в гранодиорит-порфире № 8. 2 - крупнозернистый диорит из ксенолита в гранодиорите № 13. 3 - мелкозернистый кварцевый диорит из ксенолита в гранодиорите № 13. 4 - кварцевый диорит-порфирит из дайк в роговиках северной массива (300 м. к В от г. Пури). 5 - гранодиорит-порфир, близкий к преддуге из дайк, там же. 6 - гранодиорит-порфир из дайк среди слабо ороговикованных песчаников и сланцев, I км к СВ от г. Пури. 7 - Гранодиорит-порфир из контакта с гранодиоритом № 12, более поздний. 8 - гранодиорит-порфир преддуге типа. 9 - гранодиорит-порфир из дайк, там же, где № 6. 10 - гранодиорит-порфир, западный контакт массива. II - среднезернистый гранодиорит, там же. 12 - То же, далее от контакта. 13 - то же, 14 - гранодиорит из контакта с ороговикованными песчаником. 15 - резко порфиroidный гранодиорит, из глыб близ контакта. 16 - гранодиорит-порфир, там же.

17 - 29 - Верхнесиби́рский массив (дорога Тихий-Чайба). 17 - диорит-порфирит из дайк в роговиках у верхнего (по дороге) контакта массива. 18 - мелкозернистый диорит из округлого ксенолита в гранодиорите № 27. 19 - кварцевый диорит-порфирит из дайк в роговиках, пересеченной контактом гранодиорита, там же, где № 17. 20 - мелкозернистый кварцевый диорит из ксенолита в гранодиорите № 25, средняя часть массива. 21 - кварцевый диорит-порфирит из реликтовой дайк в гранодиорите № 27. 22 - кварцевый диорит-порфирит из дайк в экзоконтакте гранодиоритов № 27, нижняя часть массива. 23 - кварцевый диорит-порфирит из дайк, секущей гранодиорит № 28, имеющей свои апофизы в последних и, в то же время, с признаками "гранитизации" ("реликтовая" дайка). 24 - кварцевый диорит-порфирит, связи среди гранодиоритов. 25 - биотит-роговообманковый гранодиорит, типовой, из средней части массива. 26 - То же, из непосредственного контакта с печаниками, нижняя часть массива. 27 - То же, в нескольких метрах от контакта. 28 - То же, далее внутри массива. 29 - мелкозернистый лейкогранит-аплит из клян в гранодиорите (возможно, Чайбинского комплекса).

30-51 - Секта́хский массив (район устья Сектаха). 30 - кварцевый диорит-порфирит, край массива на водоразделе Чайба-Сектаха. 31 - тонкозернистый диорит-порфирит, пересечен гранодиорит-порфиром № 43. 32 - мелкозернистый резко порфиroidный биотит-роговообманковый гранодиорит, типовой, правый борт Сектаха близ устья. 33 - то же, в левом борту. 34 - гранодиорит-порфир темный, прорванный светлыми гранодиорит-порфиром № 44. 35 - темный гранодиорит-порфир из контакта с более ранним белым гранит-порфиром № 46. Отчетливы апофизы первого во втором и ксенолиты второго в первом. 36 - гранодиорит-порфир. 37 - темный гранодиорит-порфир из дайк в роговиках. 38 - то же, цемент брекчия роговиков. 39 - гранодиорит-порфир. 40 - то же, слабо окварцован. 41 - темный тонкозернистый гранодиорит-порфир из дайк в роговиках. 42 - гранодиорит. 43 - светлый порфиroidный гранодиорит, более поздний, чем № 31. 44 - светлый гранодиорит-порфир. 45 - гранодиорит. 46 - белый гранит-порфир, рвется позадний темными гранодиорит-порфиром № 35. 47 - белый гранит-порфир из контакта с конгломератом холмогонской свиты (свалы в русле р. Чайба близ устья Сектаха).

Примечание: Анализ с номером без букв принадлежит В.Г.Гончару, с буквами - отобранным Э.П.Исаком в совместных с ним маршрутах.

не оловянное оруденение и, напротив, сходна с таковой типовых золоторудных объектов.

Общие черты, обнаруживаемые во всех трех рассмотренных интрузивах и в равной мере касающиеся как последовательности формирования пород, так и их облика, состава и постмагматической минерализации, собственно, и служат обоснованием для объединения их в один пуральский комплекс, более поздний, чем холдоминская свита, и более равнинный, чем калиевые граниты мяо-чанской серии.

### Аникский комплекс

Этот комплекс изучался нами в басс. р. Аник (левый приток р. Урми) на юго-западе Баджальского района. Здесь находятся Аникский интрузивный массив (площадь около 5 кв. км), ряд мелких штоков, а также большое число даек, образующих "сгущения" в среднем течении руч. Вулканического (левый приток Аника) и в истоках Аника. Общий набор пород следующий: кварцевые диориты и кварцевые диорит-порфиры, гранодиориты и гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, мелкозернистые граниты и лейкограниты (жильные). Скверная обнаженность препятствует проведению детальных геологических наблюдений, однако по отдельным соотношениям можно предполагать нормальную гомодромную последовательность формирования пород. По облику, составу и петрохимическим особенностям рассматриваемые породы аналогичны таковым пуральского комплекса (№ 1-27 в табл. 2). В отличие от последнего, здесь шире развиты собственно граниты, причем в них калий начинает преобладать над натрием лишь при содержании кремнезема выше 71%, т.е. серия с полным правом может быть названа натровой (рис. 4).

Аникский массив залегает в древних породах; другие тела этого же комплекса в данном районе прерывают мощную толщу кислых эффузивов, относимую А.Ф. Болотниковым и его соавторами к "липарит-гранитовой" формации (см. далее). В пределах самого аникского массива располагается рвущее тело (жерло или neck) темных калиевых липаритов (№ 48 в табл. 2), содержащих обильные обломки кварцевых диоритов и гранодиоритов аникского комплекса

и представляющих собой эруптивную брекчию. В вакуах наблюдались и секущие дайки таких же липаритов в гранодиоритах.

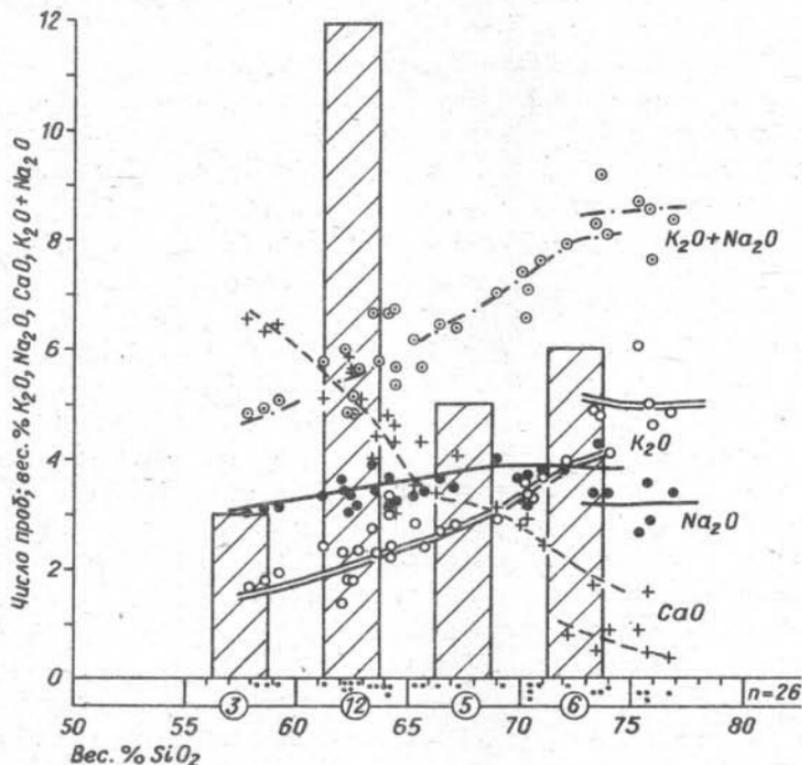


Рис. 4. Статистико-петрохимическая диаграмма пород Аникского комплекса (анализы №№ 1-27 в табл. 2) и более поздних калиевых гранитов (№№ 28-32 в табл. 2).

В породах Аникского массива, а также в дайках кварцевых диорит-порфиритов отмечены жилы и неправильные тела калиевых гранитов, сопровождающихся местами, по наблюдениям О.С. Максимова, сильным приконтakтовым метасоматозом (калишпатизация, гранитизация и т.п.). Мы склонны считать эти образования активными апофизами залегающего по соседству крупного Верхнеурмийского гранитного массива, поскольку вещественное сходство между эндо-контakтовыми породами массива и рассматриваемыми образованиями

очень велико (см. № 28-32 в табл. 2). Судя по данным В.А.Чухарева, проводившего детальную геологическую съемку района, а также по наблюдениям О.С. Максимова, дайки аникского комплекса в истоках Аника непосредственно срезаются контактами Верхнеурмийского массива.

Таким образом, аникский комплекс следует поместить в "видку" между кислыми эффузивами и калиевыми гранитами. Аналогами аникского комплекса в Баджалском районе, судя по работе А.Ф.Болотникова и др. (2), являются интрузивы и дайки, прорывающие раннюю существенно андезитовую толщу (рис. 6-5), а также дайки, следующие по времени за 2-й фазой "дипарит-гранитовой" формации (рис. 6-6). Разновременность их, предполагаемая (а не доказанная) А.Ф. Болотниковым, нам кажется сомнительной, ввиду того, что по вещественным признакам все рассматриваемые породы, включая аникские, практически идентичны (см. рис. 6-5, 6, 7).

Формационными аналогами аникского и пурильского комплексов в соседних районах Дальнего Востока являются верхнеамурский, удский, тугурский комплекс (Ульбанской зоны), дуганджинский, нижнеамурский и другие. Все они близки по возрасту ( $K_1^2-K_2^1$ ) и в совокупности вырисовывают единую крупную магматическую провинцию натровых гранитоидов, которая одновременно представляет собой и крупную золотоносную провинцию (8). Это обстоятельство служит важным дополнительным аргументом к тому, чтобы поставить аникский и пурильский комплексы на один уровень в схеме корреляции магматитов Баджала и Мяо-Чана и считать этот уровень маркирующим.

#### Ранние вулканиты Баджалского района

На юго-западе района А.Ф.Болотников и др. (2) выделяют самый ранний гомодромный ритм, относимый ими к андезит-гранодиоритовой формации. По химизму вулканиты этого ритма (рис. 6-1) представляют собой существенно андезитовую или, точнее, андезито-дацитовую серию, наиболее основную и самую натровую во всем ряду магматических образований Баджала. Затем А.Ф.Болотников и

его соавторы, как уже говорилось, выделяют два антидромных ритма (соответственно — две крупных фазы магматизма), которые начинаются большими массами липаритов и их пирокластов, относимых к "липарит-гранитовой" формации, а заканчиваются сравнительно неольшими объемами лав, пирокластов, мелких интрузивов и даек умеренно кислых и среднеосновных пород, вьщественно сходных с породами раннего ритма и потому относимых к андезит-гранодиоритовой формации. Из факта чередования (во времени) кислых и более основных пород А.Ф. Болотников и его соавторы делают резонный вывод о синхронности проявления андезит-гранодиоритовой и "липарит-гранитовой" формаций Баджала, т.е. по существу, о наличии сосуществующих во времени, но разноглубинных магматических очагов, действующих попеременно, а местами, возможно, и одновременно.

Этот вывод представляется интересным и может быть принят, однако, с одной принципиально важной оговоркой: если исключить из состава "липарит-гранитовой" формации калиевые граниты и аналогичные им по составу поздние вулканыты (см. далее), т.е., если принять иное, чем у А.Ф. Болотникова, подразделение и группирование магматических формаций Баджала.

Дело в том, что кислые вулканыты Баджальского района, как это вытекает из их петрохимических особенностей (рис. 5, Рис.6-2, 3, 4; табл. 2, № 33-47), должны быть отнесены, по нашей классификации (7), к натровому классу щелочности, поскольку во всех умеренно кислых породах, вплоть до 70-71%  $SiO_2$ , натрий преобладает над калием. Лишь в более кислых породах преобладает калий. В данном случае преобладание калия над натрием в кислых породах статистически выглядит необычно высоким для натровых серий, однако в значительной мере это обусловлено тем, что использованная для построения графиков (рис. 6-2 и 3) выборка по кислым породам представляет собой, по существу, смесь вулканытов натровой серии и эффузивов более поздней калиевой серии, поскольку те и другие на Баджале пока что не расчленены.

Вывод о принадлежности главной массы эффузивов Баджала к натровой серии, не имеющей отношения к поздним калиевым гранитам, является для данного региона новым. Автор пришел к нему только при работе над данной статьей, после анализа всего фактического материала, хотя ранее, как и другие исследователи,

придерживался представления о том, что мощные толщи кислых вулканитов на Баджале представляют собой прямые предшественники оловоносных гранитных интрузивов. Ввиду очевидной важности этого вывода, необходимо привести некоторую дополнительную аргументацию.

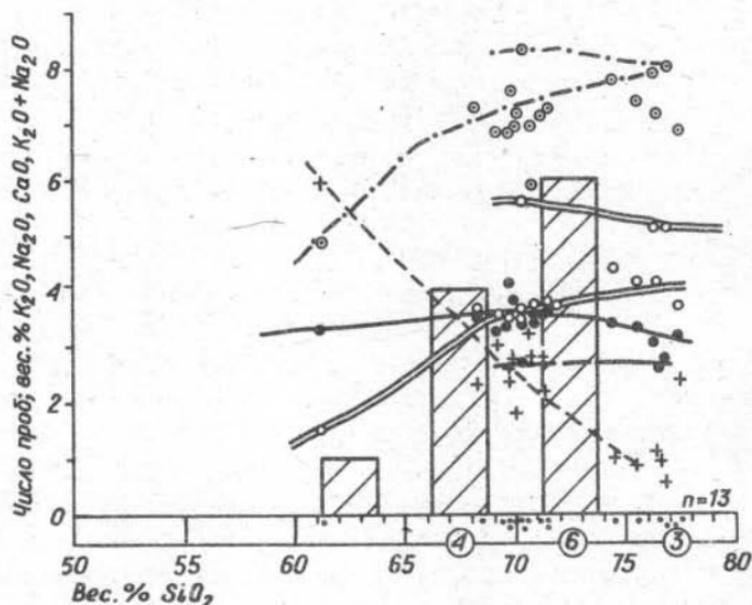


Рис. 5. Статистико-петрохимическая диаграмма эффузивных пород района р. Аник (анализы №№ 33-50 в табл. 2).

В басс. р. Аник и прилегающих районах, судя по данным В.А.Чухарева, проводившего здесь в 1968-1969 г.г. детальную геологическую съемку, проявлен лишь один гомедремный вулканический ритм: андезиты - дациты и деллениты - липариты, объединяющий, судя по всему, эффузивы обеих выделенных А.Ф.Болотниковым формаций. Они прорваны аникским комплексом, представляющим собой уже следующий (плутонический) ритм, также гомедремный и по всем главным вещественным признакам аналогичный предыдущему (ср.

рис. 4 и 5). Поэтому неизбежен вывод, что мы в данном случае имеем дело со стандартной последовательностью однотипных магматитов сначала в эффузивной, а затем в интрузивной форме. Говоря иными словами, это — мультиплетная или многоритмичная вулканоплутоническая серия натрового класса (близкая к границе калинатрового класса) по принятой нами номенклатуре (7, 8).

Близкое родство вулканических и плутонических пород, помимо петрохимических данных, подчеркивается еще и тем, что в тех и других присутствует красный гранат (альмандин), образующий интрателлурические вкрапления главным образом в умеренно-кислых и средних породах. Этот магматогенный гранат является хорошим диагностическим признаком аникоких гранитоидов и родственных ему эффузивов; в соседних районах в породах аналогичного возраста и состава этот признак уже не проявляется.

Таким образом, в басс. р. Аник в одну вулканоплутоническую ассоциацию (мультиплетную серию) следует объединить как среднеосновные, так и кислые вулканические и плутонические породы натрового класса. Её, в целом, можно назвать андезит-липарит-гранодиоритовой формацией, но более корректным, пожалуй, будет выделение трех последовательных формаций: существенно андезитовой, существенно липаритовой и существенно гранодиоритовой, если за основу брать конкретные комплексы.

Как уже было отмечено, в басс. р. Аника твердо установлено, что аникский интрузивный комплекс прорывает мощную толщу эффузивов, петрохимически близких к главной массе вулкаников Баджалского района (сравнить рис. 6-2, 3 и 6-4). В свою очередь, породы аникского комплекса прорваны неким калиевым риолитом (№ 48 в табл. 2), а также жилами и неправильными телами калиевых лейкогранитов, аналогичных апофизам и эндоконтактовым фациям Верхнеурмийского массива (№ 28-32 в табл. 2).

Таким образом, в басс. р. Аник граниты Верхнеурмийского массива отделены от натровых кислых эффузивов весьма существенным магматическим событием — формированием аникского натрового комплекса. Такие же геологические соотношения, судя по работе А.Ф. Болотникова и др. (2), имеют место и в других местах Баджалского района, поскольку ими выделяется особая группа кварцевых диорит-перфиритов и гранодиорит-порфиритов, аналогичных аникским (ср. рис. 6-6 и 6-7), рвущих всю толщу кислых эффузи-

## Химические составы магматических пород басс. р. Аник

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма
-	123	58,38	0,88	17,79	0,63	6,49	0,15	2,84	6,54	3,08	1,74	-	1,15	99,63
2	5 а	58,90	0,92	17,74	0,79	5,48	0,07	1,74	6,34	3,12	1,80	0,17	1,42	99,52
3	5 б	59,20	0,84	17,15	0,69	5,90	0,08	3,09	6,48	3,12	1,99	0,15	0,91	99,54
4	240	61,19	0,65	16,13	2,03	4,28	0,13	2,47	5,15	3,35	2,43	0,14	1,58	99,53
5	10д(2/4)	62,06	0,65	17,46	1,26	8,34	0,12	1,82	5,23	3,67	2,32	0,16	0,86	99,95
6	5а-I	62,11	0,71	16,46	1,31	4,24	0,09	2,43	5,89	3,45	1,38	0,12	1,47	99,66
7	236	62,22	0,65	15,98	0,86	4,25	0,12	2,01	5,59	3,01	1,84	0,12	1,85	99,50
8	10а-I(2/8)	62,36	0,74	17,26	1,02	4,60	0,12	2,07	5,71	3,32	1,86	0,15	0,69	99,90
9	1528	62,87	0,65	16,80	0,38	4,46	0,10	2,50	5,19	3,17	2,40	-	1,19	99,61
10	237	63,30	0,55	16,32	1,23	3,42	0,10	1,41	4,01	3,90	2,75	0,11	2,45	99,54
11	100(2/7)	63,68	0,51	16,56	0,69	3,79	0,09	1,93	4,43	3,45	2,32	0,12	1,93	99,50
12	6а	63,99	0,59	16,44	0,61	3,88	0,09	1,91	4,46	3,35	3,38	0,13	0,73	99,96
13	7а-I	64,05	0,71	16,40	0,51	5,17	0,11	1,80	4,65	3,12	2,22	0,14	0,92	99,80
14	242	64,11	0,65	15,18	2,30	3,38	0,11	1,86	3,01	3,67	3,07	0,14	2,02	99,50
15	201	64,16	0,54	16,54	0,74	4,05	0,10	2,04	4,34	3,22	2,42	0,09	1,45	99,69
16	10а(2/1)	65,25	0,35	15,79	0,51	3,31	0,07	2,06	3,58	3,34	2,85	0,09	2,54	99,68
17	5а-I	65,77	0,56	15,64	1,02	3,64	0,10	1,60	4,35	3,44	2,43	0,12	1,17	99,84
18	4 а	66,31	0,45	15,88	1,18	3,12	0,07	1,32	3,46	3,66	2,76	0,11	1,31	99,64
19	1323	67,06	0,41	15,44	0,74	2,99	0,11	1,25	4,03	3,48	2,83	-	1,30	99,64
20	10а(2/3)	69,15	0,36	15,32	0,21	3,12	0,06	0,73	3,13	4,03	2,96	0,09	0,52	99,73
21	6 а	70,35	0,32	15,19	0,11	2,38	0,05	0,96	3,28	3,14	3,39	-	0,65	99,82
22	3425	70,35	0,28	14,56	0,54	2,12	0,06	0,65	2,89	3,71	3,70	-	0,81	99,67
23	4 б	70,38	0,33	15,12	0,66	1,50	0,05	0,81	2,97	3,78	3,28	-	0,71	99,65
24	150а	70,97	0,25	14,27	0,30	2,13	0,07	0,50	2,50	3,83	3,75	-	0,97	99,54
25	10г(2/6)	72,06	0,18	14,08	1,58	1,97	0,05	0,57	0,85	3,90	4,02	0,08	0,91	100,25
26	7а-2	73,32	0,03	15,03	0,14	0,67	0,04	0,31	0,51	4,31	4,79	0,02	0,33	99,50
27	243	73,99	0,18	13,07	1,64	1,54	0,04	0,25	0,95	3,34	4,17	0,02	0,64	99,79
28	4 а	73,25	0,20	13,95	0,38	1,00	0,02	0,34	0,82	3,42	4,89	0,04	0,32	99,63
29	4 г	75,46	0,14	12,50	0,33	0,82	0,02	0,33	0,94	2,71	6,02	0,02	0,43	99,72
30	8 а	75,68	0,11	12,91	0,42	0,85	0,02	0,21	0,57	3,56	5,02	0,02	0,46	99,83
31	5а-2	75,72	0,15	12,76	0,13	1,23	0,04	0,52	1,64	2,91	4,67	0,02	0,49	100,28
32	8 а	76,74	0,08	12,50	0,23	0,75	0,04	0,69	0,41	3,45	4,89	-	0,41	100,19
33	168а	61,13	0,86	16,65	1,29	5,37	0,15	2,03	5,96	3,31	1,52	0,18	1,09	99,54
34	238	68,45	0,29	15,93	0,83	2,28	0,07	0,84	2,38	3,57	3,70	0,06	1,17	99,57
35	5	69,54	0,31	14,82	0,81	2,39	0,10	0,80	3,00	3,23	3,45	0,08	1,06	99,59
36	235	69,86	0,27	14,47	0,52	2,31	0,06	0,58	2,45	3,35	3,49	0,06	2,11	99,53
37	6д	69,88	0,32	15,30	0,51	2,73	0,10	0,74	2,59	4,17	3,39	0,08	0,54	100,35
38	231	69,99	0,29	14,56	0,62	2,42	0,06	0,52	1,77	3,44	3,47	0,06	2,44	99,64
39	3606а	70,42	0,35	13,57	0,34	3,43	0,10	1,50	3,27	3,53	2,37	0,09	0,89	99,86
40	1608	70,20	0,39	15,18	0,74	1,78	0,07	0,42	2,69	3,68	3,36	0,05	1,25	99,81
41	2127	71,10	0,31	14,47	0,38	2,56	0,08	0,61	2,78	3,28	3,63	0,07	0,77	100,01
42	278	71,26	0,26	14,60	0,89	1,45	0,08	0,44	2,19	3,51	3,58	0,05	1,24	99,55
43	2342	71,32	0,21	15,29	0,45	1,29	0,04	0,16	2,82	3,60	3,63	0,05	0,99	99,85
44	1511	72,56	0,25	13,88	0,22	2,00	0,06	0,31	2,42	3,20	3,64	0,06	1,08	99,68
45	252	74,53	0,11	13,17	0,45	1,09	0,04	0,33	1,02	3,34	4,42	0,01	0,45	99,59
46	2722	75,51	0,10	12,94	0,65	1,26	0,05	0,31	0,92	3,27	4,10	0,01	1,03	99,16
47	1578а	76,52	0,08	12,28	0,40	0,97	0,03	0,19	1,15	3,07	4,09	-	0,88	99,66
48	5а-2	70,34	0,27	14,70	1,00	1,98	0,04	1,01	2,04	2,68	5,65	0,04	0,52	100,27
49	814а	76,80	0,09	11,87	0,88	0,98	0,04	0,16	0,60	2,82	5,16	-	0,34	99,74
50	2410	77,10	0,08	12,33	0,90	0,42	0,03	0,08	1,08	2,69	5,12	0,12	0,44	100,19

Породы в табл. 2. № анализы: I-27 - породы Аниского массива: I - кварцевый диорит, Аниский массив, по В.А.Чухареву, I-29. 2 - среднезернистый кварцевый диорит, очитат-рогозобманковый; русло I-го правого притока Аниска ниже развлока, Аниский массив. 3 - то же, там же. 4 - кварцевый диорит, среднее течение ручья Вулканического (левый приток Аниска), на истоках среди кислых эффузивов (см. № 34). 5-кварцевый диорит на впадении р. Аниск в районе массива; расщелинчатый темного рiolито-дацита типа № 48. 6 - кварцевый диорит из обломков в эффузивной брекчии темного калиевого рiolито-дацита (см. № 48). Там же, где № 2. 7 - кварцевый диорит, там же, где № 4, среди эффузивов (см. № 34, 36). 8 - гранодиорит таповый, там же, где № 5. 9 - гранодиорит Аниского массива, по В.А. Чухареву. 10 - гранодиорит-порфир из истоков среди эффузивов (см. № 34); руч. Вулканический. II - гранодиорит-порфир из даек, секущих толщу рiolито-дацитов и пересеченных гранитами Урмийского массива, правый исток Аниска. 12 - мелкозернистый гранодиорит, гранатоудерживающий; Аниский массив. 13 - ортогидрофильный гранодиорит-порфир с халкой ашлита (см. № 26), русло руч. Ян-Макит ниже контакта Урмийского массива. 14 - гранодиорит, руч. Вулканический. 15 - гранодиорит-порфир, левобережье Аниска выше устья Ян-Макита. 16 - темный гранодиорит-порфир, там же, где № II. 17 - гранодиорит-порфир, там же, где № 2. 18 - гранодиорит-порфир, правый берег Аниска в 500м выше Ян-Макита. 19 - гранодиорит-порфир, рвет вулканисты и метаморфизованная гранитами Урмийского массива, по В.А.Чухареву. 20 - то же, там же, где № II. 21 - мелкозернистый гранит из жила в гранодиоритах Аниского массива, из ашлита. 22 - плагиогранит-порфир, то же, что № 19. 23 - гранит-порфир из дайки в кислых эффузивах, там же, где № 18. 24 - плагиогранит-порфир, то же, что № 19 и 22. 25 - то же, там же, где № II. 26 - ашлит из жилы в гранодиорит-порфире № 13. 27 - гранит-порфир из дайки, кп. Вулканический.

№ 28-32: породы Урмийского массива и их аналоги. 28 - крупнозернистый лейкогранит из жилы в гранодиорит-порфире № 18. 29 - мелкозернистый лейкогранит той же жилы (из контакта с гранодиорит-порфиром). 30 - видоизмененный средне-крупнозернистый лейкогранит Урмийского массива, руч. Ян-Макит. 31 - крупнозернистый лейкогранит (контакт с гранодиорит-порфиром № 17). 32 - то же, что № 30, там же.

№ 33-45: породы липарит-липаритовой толщи района руч. Аниск. 33 - видоизмененный толще, по В.А.Чухареву. 34 - дацит, руч. Вулканический. 35 - игнибрит дельнита, гранатоудерживающий, по В.А.Чухареву. 36 - туф рiolито-дацита, руч. Вулканический. 37 - игнибрит рiolито-дацита, правый приток Аниска выше Ян-Макита. 38 - то же, руч. Вулканический. 39 - туф дельнита, по В.А.Чухареву. 40 - игнибрит липарита, по В.А.Чухареву. 41 - экзотравянистый липарит, по В.А. Чухареву. 42 - то же. 43 - игнибрит, по 44 - то же, что № 41. 45 - липарит, кп. Вулканический. 46 - то же, что № 40. 47 - туф липарита, по В.А. Чухареву.

№ 48-50: поздний калиевый липарит и его аналоги: 48 - темный липарит, цемент лавобрекчии с обломками аниских гранитоидов (№ 6 и др.). 49, 50 - игнибрит, по В.А.Чухареву (особо в разрезе не выделены)

Примечания. № 5, 8, II, 16, 20 и 25 отобраны в поле О.С.Максимовым, № 7, 10, 14, 15, 27, 34, 36, 38 и 45 - Е.Ф.Павловым.

вов, но пересеченных более поздними калиевыми гранитами. А это означает, что кислые эффузивы (поскольку они натровые и к тому же — предшественники и комагматы аникского комплекса) никак нельзя объединять в одну "дипарит-гранитную" формацию, как это сделано в работе А.Ф.Болотникова и др. (2) и как до сих пор было общепринято.

Процедуру такого объединения можно осуществить лишь применительно к какой-то, вероятно, сравнительно небольшой части кислых эффузивов Баджала, более поздних, чем аникский комплекс и наиболее калиевых по химизму (см. № 48-50 в табл. 2). В беседе с А.Ф.Майбородой и В.Ф.Морозовой, занимающихся сейчас обобщением геологических материалов по Баджальскому району, ими было высказано мнение, что калиевые вулканиты рассматриваемого типа вполне возможно выделить в особую толщу, приуроченную к верхам стратиграфического разреза. Вполне очевидно, что эта задача является весьма актуальной.

#### Ранние вулканиты Комсомольского района

К ним прежде всего относится холдоминская свита Мяо-Чана, прорванная в устье руч. Сактах натровыми гранитоидами пурильского комплекса. К сожалению, несмотря на многолетние исследования района, петрохимическая характеристика вулканитов холдоминской свиты сейчас крайне скудна. Отчасти это обусловлено тем, что в разрезе свиты лавовые горизонты чрезвычайно редки, а преобладают вулканогенно-осадочные породы (туффины), мало пригодные для петрохимического опробования. Определенную роль сыграла также недооценка петрохимических методов со стороны геологов, работавших здесь на протяжении последних 10-15 лет.

Поскольку гранитоиды пурильского комплекса (латерального аналога аникского) принимаются нами в качестве "маркирующего уровня", следует ожидать, что вулканиты холдоминской свиты как предшествующие натровым гранитоидам также должны относиться к натровому классу и могут быть сопоставлены с ранними кислыми вулканитами Баджала, естественно, с поправкой на резко различные количественные (объемные) соотношения. Единственное на сегодня подтверждение сказанному мы нашли в работе Ю.И.Бакулина,

Таблица 3

Сравнение средних химических составов эффузивов Холдоминой свиты и других кислых магматитов Комсомольского района

№№ III	№№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
1	8	74,56	0,25	13,86	0,38	1,41	0,04	0,41	1,62	2,99	3,04	0,03	0,95	99,54
2	4	73,71	0,15	13,85	0,50	1,40	0,05	0,72	1,38	1,62	5,22	0,01	0,87	99,48
3	4	70,27	0,28	14,14	1,05	3,19	0,09	0,68	1,82	2,94	4,10	0,07	0,91	99,54
4	1	70,48	0,28	14,82	0,64	2,86	0,10	0,90	2,30	2,88	4,17	0,09	0,80	100,27
5	32	72,79	0,26	13,58	0,26	2,34	0,05	0,70	1,63	2,98	4,65	0,06	0,46	99,76
6	12	75,53	0,09	12,17	0,51	1,44	0,03	0,24	0,93	2,53	4,99	0,05	0,66	99,17
7	2	70,25	0,29	14,46	0,58	2,22	0,06	1,24	2,66	3,17	3,90	0,10	0,77	99,70
8	1	72,68	0,35	13,74	0,29	2,60	0,04	0,78	1,52	2,13	4,52	-	0,30	98,96
9	3	71,35	0,39	13,89	0,46	2,43	0,06	0,99	2,67	2,68	4,34	0,08	0,48	99,82

Пояснения к табл. 3. I - Холдоминая свита: туфы кварцевых порфиров, игнимбриты; 2-4 - амутская свита: 2 - туфы кварцевых порфиров, 3 - экструзивные кварцевые порфиры, 4 - субвулканические гранит-порфиры; 5-6 - Чалбинский массив: 5 - граниты, 6 - аляскитовые граниты; 7-8 - Силинский комплекс: 7 - граниты, 8 - аляскитовые граниты; 9 - граниты анэдзаканского комплекса (Эльбанский ареал). Все данные - из отчета Ю.И.Бакулина, Н.Н.Житникова, В.Я.Асманова и др. (1970 г.).

Н.Н.Житничева, В.Я.Асманова и др. (1970г), где приведен средний состав холдоминских кислых эффузивов (№ I в табл. 3). Судя по тому, что при весьма высоком уровне кремнекислотности (74,56%) содержания калия и натрия практически равны, мы имеем дело с породами явно натровой, но никак не калиевой серии, к которой относятся все поздние магматиты Комсомольского района, в том числе столь же и даже менее кислые (см. № 2-8 в табл. 3).

Из приведенных данных вытекает и безусловная ошибочность заключения названных авторов о том, что между вулканитами холдоминской и амутской свит имеется, как они пишут, "почти полная аналогия химических составов". В данном случае, очевидно, не было принято во внимание то, весьма важное обстоятельство, что именно соотношения щелочей играют наибольшую роль при любых сопоставлениях и разграничениях магматических ассоциаций, тем более, если дело касается пород с равной или близкой кремнекислотностью.

Как следствие уязвимыми для критики оказываются и представления геологов Комсомольской Экспедиции о комагматичности холдоминских вулканитов и чалбинских гранитов, а значит — о наиболее раннем положении последних во всем ряду плутонических образований района. Эти представления, кстати, после работ П.Н.Кошмана (3) пользовались у геологов Комсомольской Экспедиции особой популярностью и фигурировали в большинстве общих и сводных работ, касающихся данного района. Однако сколько-нибудь надежной аргументации ни со стороны геологических соотношений, ни путем изучения и сопоставления вещественных признаков получено не было.

Решение затронутого здесь вопроса, имеющего длительную историю и все еще остающегося дискуссионным, упирается в необходимость детального и целеустремленного изучения вещества вулканитов холдоминской свиты, прежде всего — лав и субвулканических пород. Делу может помочь специальное петрохимическое изучение переотложенного материала, в первую очередь — галек и обломков в конгломератах и различных брекчиях, до сих пор с этих позиций не охарактеризованных.

Гранитоиды пурильского комплекса, как уже изложено выше, сильно и вполне отчетливо метаморфизуются гранитами Чалбинского массива. Есть примеры прорывания их жилами калиевых гранитов.

Эти факты говорят о том, что дуринский комплекс по времени отделяет холдомиинскую свиту от калиевых гранитов Мяо-Чанской серии. Таким образом, общие геологические соотношения в Мяо-Чане оказываются такими же, как на Баджале.

### Поздние магматиты Комсомольского района

Следующей по времени стратиграфированной толщей после холдомиинской является амутская свита, состоящая, по В.Я.Асманову, из двух андезитовых пачек, разделенных горизонтом кислых калиевых эффузивов. С нею очень сходен по составу и набору пород силинский интрузивный комплекс (см. рис. 7-2 и 7-3). Коматитичность последнего с амутской свитой была установлена еще О.Н.Кабакковым, а затем исчерпывающе доказана М.Г.Руб и Б.В.Макеевым (10, II).

Дискуссионным до сих пор остается вопрос о взаимоотношениях между силинским и чалбинским комплексами мяо-чанской серии. Автор (6), а также М.Г.Руб и Б.В.Макеев (10) относили граниты к поздним фазам серии. П.Н.Кожман, а затем и другие геологи Комсомольской Экспедиции, напротив, считали чалбинские граниты более ранними. Ошибочность этого последнего представления была показана выше. Автор считает нужным подчеркнуть здесь, что главные аргументы в пользу стандартной (гомедромной) последовательности формирования мяо-чанской серии, приведенные ранее (6), остаются в силе и являются вполне серьезными. А именно: 1 - граниты чалбинского массива непосредственно прорывают и метаморфизуют краевые интрузивные тела кварцевых монцо-диоритов и монцо-гранодиоритов силинского комплекса; 2 - калиевые граниты мелких тел, рвущих во многих местах силинокие монцонитоиды, по главным вещественным признакам, в первую очередь по химизму (см. рис. 7-3 и 7-4), идентичны чалбинским гранитам. Эти граниты должны рассматриваться как выступы или активные апофизы залегающего на глубине крупного массива гранитов чалбинского типа, в над-интрузивной зоне которого сосредоточено все оловянное оруденение собственно Мяо-Чанского рудного узла (6; I).

Вероятность того, чтобы в одном месте и на сравнительно

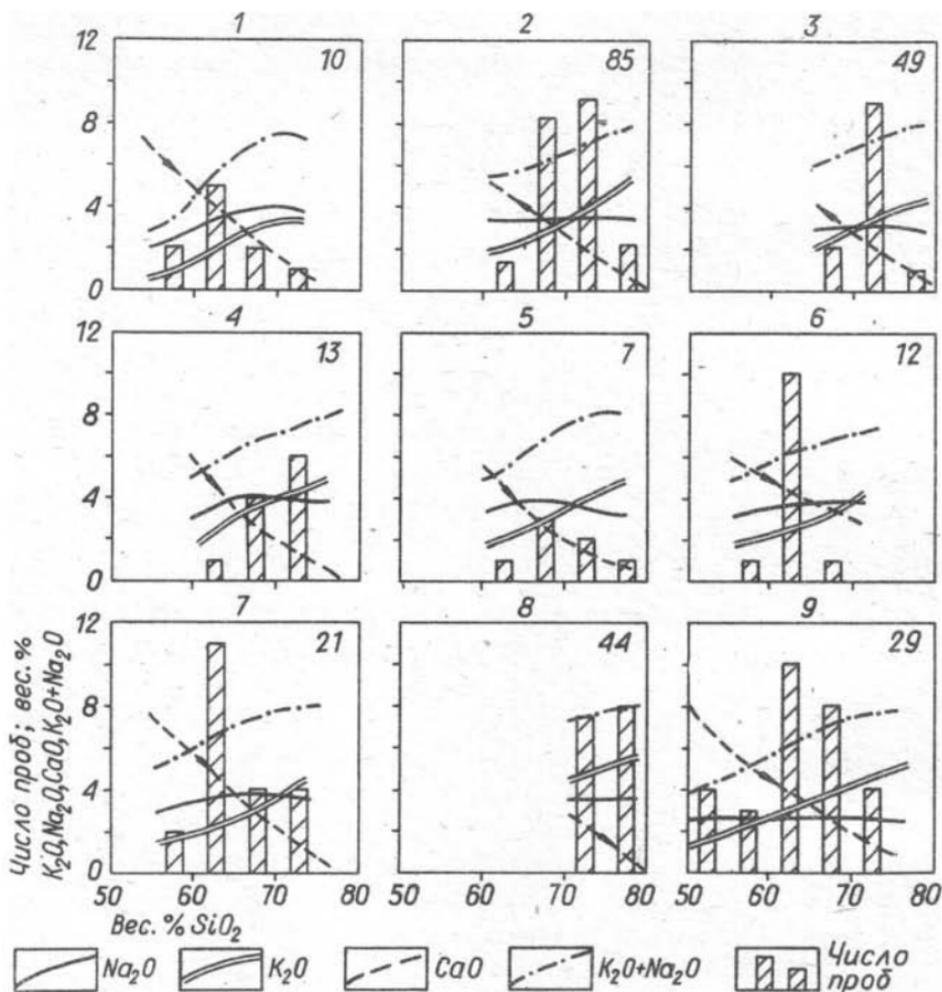


Рис. 6. Статистико-петрохимические диаграммы магматических ассоциаций Баджальского района.

1 - эффузивы андезит-гранодиоритовой формации, по А.Ф.Болотникову и др. (2). 2 - эффузивы I-й фазы липарит-гранодиоритовой формации, по А.Ф.Болотникову и др., 3 - то же, 2-ой фазы. 4 - эффузивы района р. Аник (см. табл. № 33-50). 5 - интрузивные породы андезит-гранодиоритовой формации, по А.Ф.Болотникову и др. 6 - кварцевые диоритовые порфириты, прорывающие эффузивы 2-й фазы, по А.Ф. Болотникову и др. 7 - Аникский интрузивный комплекс (см. табл. № 1-27). 8 - граниты и гранит-порфиры липарит-гранитовой формации, по А.Ф.Болотникову и др. 9 - самаркандский вулcano-плутонический комплекс, по А.Ф.Майбороде.

Объем выборки показан цифрой справа сверху каждого графика. Стрелкой на линии  $CaO$  показано направление эволюции: гомодромное, антидромное или переменное.

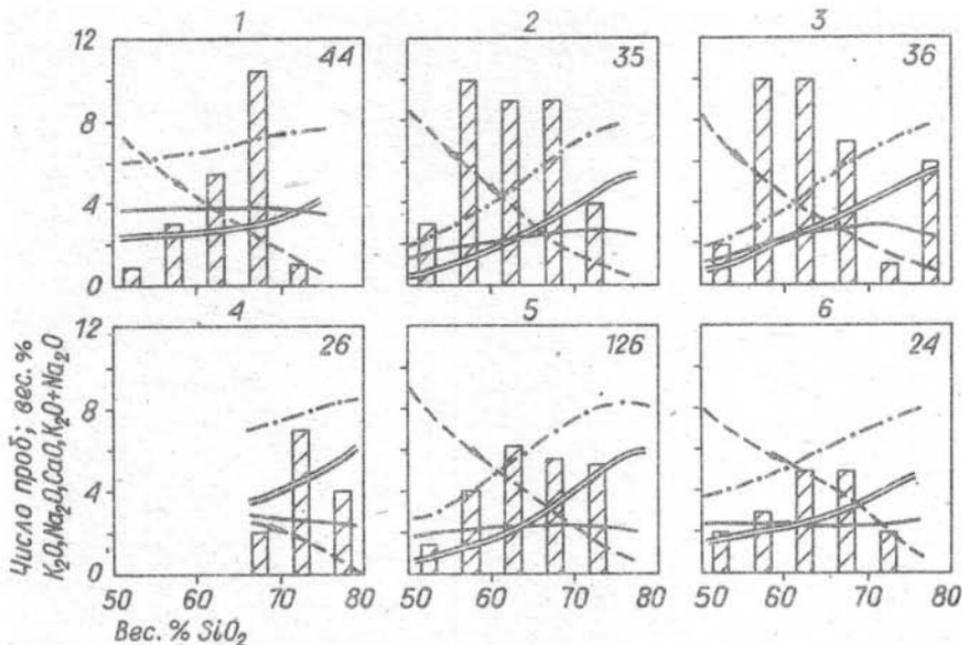


Рис. 7. Статистико-петрохимические диаграммы магматических ассоциаций Комсомольского района.

1 - пурильский комплекс (см. табл. 1), 2 - амутская свита (по данным М. Г. Руб, с дополнениями по табл. 4). 3 - силинский комплекс, по В. Г. Гоневчуку. 4 - чалбинский массив, по В. Г. Гоневчуку. 5 - мио-чанская серия, по Э. П. Исоху. 6 - интрузивы эльбанского ареала, по Н. В. Огнянову.

небольшом отрезке геологической истории чередовались во времени натровые и калиевые магматиты, на наш взгляд, чрезвычайно мала. Поэтому мио-чанскую серию, взятую как целое, вместе с предшествующими ей вулканитами амутской свиты, следует в магматической схеме помещать выше пурильского комплекса.

Прямые геологические соотношения между пурильскими гранитоидами, с одной стороны, и амутскими вулканитами и силинскими гранитоидами, с другой, пока достоверно не наблюдались. В поисках таких соотношений были предприняты маршруты по р. Амут и в истоках р. Курмиджи, однако все магматиты, подозревавшиеся по внешним признакам как "пурильские", оказались калиевыми породами, принадлежащими либо амутской свите, либо силинскому комп-

лексу (табл. 4). Поиски таких соотношений, так же как и разра - ботку полевых диагностических признаков пурильского комплекса, очевидно, следует продолжить.

### Поздние магматиты Баджала

В этой группе наиболее распространены и лучше всего изу - чены крупные массивы калиевых гранитов и лейкогранитов: Верхне - урмийский, Яранский, Смигачанский, а также ряд более мелких тел аналогичных гранитов и гранит-перфиров. Это - полные аналоги чабинского комплекса мие-чанской серии, причем, благодаря не - некоторым ярким диагностическим признакам гранитов (например, очень высокой основности плагиоклаза), этот вывод ни у кого не вызывает сомнений. Преобладающих гранитам более основных пород силикатного типа на Баджале либо нет, либо мало. Во всяком слу - чае, особо они до сих пор не выделяются. Вполне вероятно, что их и в действительности нет или мало, поскольку в западном нап - равлении, по мере приближения к Хингано-Буреинскому срединному массиву, полный (длинный) вариант мие-чанской серии закономерно сменяется существенно гранитным (коротким) её вариантом (6). Поэтому и в вулканической фации здесь следует ожидать развития главным образом калиевых диоритов, а не более основных пород.

Близким аналогом полного варианта мие-чанской серии на Баджале является, судя по данным А.Ф.Майбороды, самармакитский вулкано-плутонический комплекс (рис. 6-9). Еще одним аналогом мие-чанской серии, но в незавершенном варианте, служит узкая и протяженная Харпинская полоса вулкано-плутонических образова - ний на юге Баджальского района. Состав пород крайней восточной части этой полосы представлен на рис. 7-6. Оба ареала (Самарма - китский и Харпинский) приурочены к окраинам Баджальского района и не противоречат отмеченной выше закономерности латерального изменения рассматриваемых магматитов.

Таким образом, в Баджальском районе, хотя и по отдельным фрагментам, но достаточно определенно распознаются аналоги мие- чанской вулкано-плутонической ассоциации или отдельных её час - тей, причем приурочены они, судя по данным В.Н.Огнянова (9) и А.Ф.Майбороды, к самым верхним частям стратиграфического разре - за.

Таблица 4  
Химические составы эффузивов амурской свиты и близлежащих к ним пород

№ п/п	№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	п.п.п.	Сумма
I	13 б	54,93	0,87	18,61	2,13	5,38	0,17	3,13	4,70	1,72	4,91	0,13	3,02	99,70
2	12а-1	58,10	0,87	16,31	1,21	6,79	0,17	3,49	7,80	1,66	0,85	0,15	2,32	100,37
3	14 в	62,38	0,48	17,70	1,85	4,56	0,04	2,10	4,21	2,66	2,21	0,10	1,87	101,16
4	12 д	63,70	0,63	15,22	3,22	1,74	0,08	2,68	4,80	2,46	3,04	0,07	2,44	100,08
5	13 в	65,94	0,64	14,67	1,38	4,22	0,12	2,40	3,11	2,24	2,63	0,13	2,76	100,24
6	12а-2	67,44	0,43	14,23	1,46	2,50	0,17	1,18	2,78	2,24	5,47	0,10	2,19	100,38
7	11 а	67,60	0,43	15,52	0,80	3,41	0,09	0,84	3,04	3,12	3,57	0,10	1,59	100,11
8	12 в	71,62	0,27	14,21	0,95	1,86	0,05	0,57	1,45	3,00	4,92	0,02	1,36	100,18
9	13 в	71,70	0,39	15,82	0,80	0,66	0,02	0,58	3,04	2,24	3,14	0,07	1,53	99,99
10	32 а	58,71	0,78	15,79	0,91	7,07	0,16	3,88	6,80	2,22	2,00	0,16	1,31	99,79
11	34 б	60,06	0,72	16,61	0,69	5,31	0,11	3,37	5,14	2,66	2,52	0,11	2,40	99,70
12	34 а	60,10	0,70	16,10	1,10	4,84	0,10	3,07	5,21	2,44	3,16	0,11	2,80	99,73
13	36 а	60,70	0,69	16,05	1,07	4,66	0,14	3,28	3,97	3,11	3,68	0,10	2,42	99,87
14	33г-1	61,05	0,82	16,10	1,18	4,05	0,14	2,55	4,49	2,66	3,16	0,23	3,87	100,30
15	33б-1	61,38	0,76	16,87	2,03	3,96	0,14	2,74	6,01	2,44	1,00	0,14	2,97	100,44
16	31 а	62,55	0,76	15,87	1,01	3,96	0,08	2,71	3,85	3,77	2,63	0,22	2,14	99,55
17	33б-2	65,83	0,56	15,48	0,86	2,95	0,08	1,74	3,44	2,77	3,68	0,14	2,14	99,67
18	32 б	65,86	0,56	15,20	0,98	3,28	0,09	1,90	3,93	2,66	3,47	0,13	1,70	99,76
19	268	66,20	0,55	15,64	0,92	2,41	0,05	1,74	3,23	3,46	3,35	0,15	1,82	99,52
20	33 а	67,04	0,52	15,25	0,80	2,53	0,06	1,63	3,13	3,33	3,26	0,14	1,93	99,62
21	33г-2	71,67	0,36	12,93	0,91	1,44	0,09	0,93	2,42	1,69	6,00	0,11	1,09	99,69

Дополнения к табл. 4 № 2-9 - из маршрута по правому берегу р. Амур по дороге Солнечное - Луговое от устья до зоны Троиной. 1 - конозит диорит-порфира из андезита верхней пачки (см. №5). 2 - кварцевый диорит-порфирит, дайка в андезитах. 3 - андезито-дацит, к.п.Найский. 4 - диорит-порфирит дайковый. 5 - андезит, содержащий конозиты порфиритов (№ 1) и кварцевых порфиритов. 6 - тождественный гранодиорит-порфир из контакта с порфиритом в 2. 7 - экотрузивный кварцевый порфир (дацит-порфир), близ зоны Троиной. 8 - фельзитовый кварцевый порфир из контакта с диорит-порфиритом № 2. 9 - кварцевый порфир "маршрутного горизонта".

№ 10-21 - из маршрута в истоках р. Курюшки и на перевале. 10 - кварцевый диорит-порфирит, дачка в андезитах. 11 - кварцевый диорит-порфирит, расщелин дайкой лавобрекчия фельзита, к.п.Найский. 12 - то же, там же. 13 - то же, из дайки в коадионной свите. 14 - кварцевый диорит-порфирит, оцветов калой фельзита № 21. 15 - андезит, контакт с гранодиорит-порфиром № 17. 16 - то же, среди андезитов. 17 - гранодиорит-порфир с крупной роговой обманкой, среди андезитов, верхняя к.п.Найского. 18 - темный гранодиорит-порфир из контакта с андезитами, там же. 19 - гранодиорит-порфир с крупной роговой обманкой. 20 - порфировидный гранодиорит того же типа, к.п.Найский. 21 - фельзит (диорит) из жила в кварцевом диорит-порфире № 14.

Воп анализ свиты в совместных маршрутах с В.Г.Гонювчук и Г.А.Гонювчук в 1976 г.

## Заклучение

Исходя из изложенных выше фактических данных, с учетом некоторых допущений и общих соображений, предлагается следующая общая (огрубленная) схема корреляции магматических образований Баджальского и Комсомольского районов (табл. 5). Эта схема, нам думается, находится в достаточно хорошем согласии со всей суммой известных на сегодня фактических данных, но главным образом предназначена стимулировать последующие исследования в этом направлении.

Эта общая схема в дальнейшем может быть значительно детализирована, поскольку почти каждое выделенное подразделение обладает своей внутренней ритмичностью, причем есть основания ожидать, что в каждом магматическом ареале эта ритмичность, как и вся последовательность магматических событий, будет различной. Более полное восстановление всей магматической истории обоих районов, вполне очевидно, остается делом будущего.

Таблица 5

Принципиальная схема корреляции магматитов  
и оруденения Баджальского и Комсомольского  
рудных районов

Возрастной индекс	Баджальский район	Комсомольский район
	Натровые андезиты и дациты	—
K <sub>1</sub> <sup>I</sup>	Натровые липариты	холдоминская свита
	<u>Аниковский комплекс</u>	<u>Пуринский комплекс</u>
	Возможно оруденение Au, Mo	Есть признаки оруденения Au, Mo
	Калиевые липариты	Калиевые андезиты, дациты, липариты амутской свиты
K <sub>2</sub>	<u>Калиевые граниты и лейкограниты (существенно гранитный вариант мяочанской серии)</u>	<u>Силиконовый и чабоинский комплексы (полный вариант мяочанской серии)</u>
	Преимущественно касситерит-кварцевое оруденение	Касситерит-силикатно-сульфидное оруденение

Главнейшие выводы из корреляционной схемы сводятся к следующему. В качественном отношении, т.е. по набору и последовательности магматических комплексов, оба сравниваемых района оказываются во многом сходными, так что корреляция их друг с другом в данном варианте осуществляется довольно просто. Различия, в конечном счете, оказываются главным образом количественными, но как раз они наиболее бросаются в глаза, создавая общую картину резко различной магматической истории обоих районов. Так, на Баджале очень четко и широко проявлены ранние натровые вулканиды и притом преимущественно кислые. Именно последние составляют основу той ассоциации, которую в литературе принято называть баджальским вулканическим комплексом.

В Комсомольском районе, напротив, наиболее широко развиты эффузивы повышенной основности (амутская свита), тогда как кислые вулканиды резко подчинены, а в холдоминой свите они вообще представлены главным образом удаленными от вулканических центров перестроженными фациями. Соответственно, в Комсомольском рудном районе представлен полный вариант калиевой мио-чанской серии, и поэтому главными типами оловянного оруденения, как известно, здесь являются касситерит-турмалиновый и касситерит-сульфидный. На Баджале, где проявлен только "кореткий" (гранитный) вариант мио-чанской серии, и оруденение соответственно представлено преимущественно касситерит-кварцевой формацией.

Здесь следует сказать, что поскольку оловянное оруденение пространственно и по времени тесно связано с калиевыми кислыми породами, то выявление закономерностей размещения этих последних должно быть главной целью геологов-поисковиков, работающих в пределах Баджальского рудного района. Поэтому ближайшей на будущее задачей является более детальное расчленение кислых эффузивов, выделение среди них самых молодых калиевых вулканидов, а также сопутствующих кислых и, возможно, более основных экструзивных, дайковых и интрузивных пород калиевой серии с тем, чтобы наметить наиболее благоприятные для локализации оловянного оруденения ареалы (тектоно-магматические структуры), и в особенности такие, которые находятся на наиболее благоприятной для оруденения над-интрузивной стадии эрозийного среза. Индикаторами таких структур, например, могут быть дайки и жилы калие-

вых гранитов и лейкогранитов, особенно — с проявлениями при-  
контактового калиевого метасоматоза и гранитизации, присущими  
апикальным частям невоскрытых гранитных тел и их апофизам. Необ-  
ходимо также учитывать возможность привлечения геофизических  
данных для распознавания невоскрытых эрозией гранитных массивов,  
как это показано в работах Э.Н.Лишневецкого.

Следующий важный вывод касается натровых гранитоидов пу-  
рилского и аниксского комплексов. Они являются типичными пред-  
ставителями группы золотенесных гранитоидных формаций (7), при-  
надлежат золотенесной провинции Дальнего Востока и вовсе не  
случайно, на наш взгляд, сопровождаются в отдельных местах яв-  
ственными признаками золотеносности, пока еще практически не  
обследованными. Представляется весьма вероятным, что при прове-  
дении специализированных поисковых работ как в Комсомольском,  
так и Баджалском районах будет обнаружено самостоятельное зо-  
лотое или, возможно, золото-молибденовое оруденение, более  
древнее, по сравнению с оловянным, и приуроченное к магматичес-  
ким ассоциациям натрового класса. Постановка таких специализи-  
рованных поисков нам представляется задачей уже вполне назре-  
вшей.

Таким образом, из схемы корреляции магматических комплек-  
сов Баджалского и Комсомольского рудных районов, несмотря на  
её довольно общий и во многом предварительный характер, уже  
сейчас вытекает ряд выводов, имеющих непосредственное практи-  
ческое значение и касающихся направления поисков новых место-  
рождений олова и золота.

По тем или иным вопросам, затронутым в статье, автор имел  
полезные дискуссии с Ю.И.Бакулиным, Н.В.Огняновым, А.Ф.Майборо-  
дой, В.Ф.Морозовой, В.Г.Гоневчуком, О.С.Макеимевым, В.Я.Асмано-  
вым и пользуется случаем выразить им свою признательность.

#### Литература

1. БЕСКИН С.М., ЛИШНЕВСКИЙ Э.Н. Связь касситерит-сульфид-  
ных рудных районов с гранитными криптобатолитами. — "Докл. АН  
СССР, 1976", т. 226, с. 903-906.

2. БОЛОТНИКОВ А.Ф., КРАВЧЕНКО Н.С., КРУТОВ Н.К. Магматизм и рудоносность Баджалского района. Хабаровск, 1975, 320 с. (Тр. ДВИМС).

3. ГЛАВАЦКАЯ В.Н., КОШМАН П.Н. Мяо-Чанская магматическая серия и её металлогенические особенности. — В кн.: Геоморфология, палеогеография, геология и полезные ископаемые Приамурья. Хабаровск, 1964. (ДВФ СО АН СССР).

4. ГОНЕВЧУК В.Г. Особенности интрузивного магматизма и оловянная минерализация Чалбиноской рудоносной площади (Комсомольский рудный район). Автореферат канд. дисс., Владивосток, 1976.

5. ЕРМОЛОВ П.В., ИЗОХ Э.П. и др. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1977, 245 с.

6. ИЗОХ Э.П., РУСС В.В. и др. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967, 383 с.

7. ИЗОХ Э.П. Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования. Новосибирск, 1976, с. 25—45. (Тр. ИГиГ СО АН СССР).

8. ИЗОХ Э.П. Диагностика гранитоидных формаций с разной рудоносностью для целей прогнозирования. М., "Недра", 1978 (в печати).

9. ОГНЯНОВ Н.В. Особенности магматизма, тектоники и оловянного оруденения центральной части Восточного Приамурья. Автореферат канд. дисс., Владивосток, 1975.

10. Р У Б М.Г., ОНИХИМОВСКИЙ В.В. и др. Гранитоиды Мяо-Чанского района и связанные с ними пестмагматические образования. М., Изд-во АН СССР, 1962, 170 с. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 62).

11. Р У Б М.Г., МАКЕЕВ Б.В., ВАСИЛЬЕВА Г.Л. Критерии комагматичности интрузивных, субвулканических и эффузивных пород на примере Мяо-Чанского района. — "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1964, № 1.

## ПЕТРОХИМИЯ

РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ  
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СВЯЗИ С РУДОНОСНОСТЬЮ

Рудоносные гранитоиды Кузнецкого Алатау (схема размещения плутонов в (I4) описаны в составе раннепалеозойских улень-тумского, мартайгинского, тигертышского, тельбесского комплексов (I,8,13,20), а также условно среднепалеозойских кардыгановского и оорского комплексов (15,23). В контурах существенно гранитоидных плутонов названных комплексов или в их экзоконтактных зонах, реже вне пространственной связи располагаются близкие по возрасту раннепалеозойские, разного состава базитовые массивы, испытавшие воздействие гранитоидов. Они частично описаны в составе бельмереченского, бериккульского, когтахского, сиенит-габбрового и других комплексов (4,6,9,18,19,22). Нами на основании литературных и собственных данных рассмотрены особенности химизма и оруденения этих сложных ассоциаций. Полевые наблюдения проведены автором на Центральнином, Федотовском, Дудетском, Кожуховском и Уйбатском плутонах, во время которых были петрохимически опробованы некоторые из них, а также получены данные, указывающие на гемедроновую схему формирования с отчетливо интрузивными соотношениями базитовых и гранитоидных фаз в Федотовском плутоне (р.р. Б.Кожух, Шалтырь Кожух), интрузивные соотношения между диоритами и вмещающими граувакко-сланцевыми отложениями в Центральнином плутоне (р. Тага-Кожух). Указанные ассоциации Кузнецкого Алатау рассматриваются как единые базит-гранитоидные серии прежде всего потому, что именно такой подход оказывается наиболее рациональным при анализе связей магматизма и оруденения (II). Кроме того, принимается во внимание тот факт, что все члены этих сложных ассоциаций тесно сопряжены в пространстве и во времени формирования, а главные черты состава базитов наследуются гранитоидами (см. статью настоящего сборника). Анализ вещественного состава внутри серий проводился по породным группам (базитовой, кислой) отдельных ареалов, каждый из которых включает, как правило, несколько массивов. Изменения химизма внутри породных групп фиксировались по петрохимическим

показателям типов пород. Разбивка породной группы на типы пород производилась по равноклассной шкале меланократовости (3,17). По средним петрохимическим показателям отстраивались вариационные диаграммы (рис. 1,2).

В работе использованы анализы с суммами не менее 99 и не более 101%, с потерями при прокаливании для гранитоидов не более 2%. Анализы пород, в названиях которых встречались определения метасоматический, гибридный и т.п. выбраковывались. Предварительно там, где была возможность (Батенёвская ассоциация), отстраивались схемы петрохимического опробования по каждому массиву, показавшие, что в общем случае ареалы более или менее равномерно опробованы по всей площади или по разрезу. В слабо опробованных ареалах проводился дополнительный отбор петрохимических проб. Так, для Федотовского ареала проанализирована 21 проба базитов и 14 проб гранитоидов, для Дудетского ареала по р. Дудет равномерно отобрано 9 проб. В случае явного переопробования (обычно на участках месторождений) из каждой разновидности пород использовалась только одна проба в целях предотвращения смещения выборок в сторону переопробованных разновидностей. По этой же причине маломощные дайковые образования исключены из рассмотрения. Практически в гранитоидные породные группы вошли породы всех гранитоидных тел с  $\gamma$  от 0 до 12,5 и  $SiO_2$  от 63 до 75%, что, согласно петрохимическим шкалам (3,12,17), отвечает гранодиоритам (гранеолигитам) — гранитам. Характеристика  $Q$  (10) в этих породах не опускается ниже 15 (за немногими исключениями). Породы с иными показателями разобраны в составе базитовой группы. Сивиты, ассоциирующие с гранитоидами в некоторых ареалах, здесь не рассматриваются.

В таблице 1 приведены петрохимические статистики гранитоидов, а в таблице 2 — базитов базит-гранитоидных серий Восточного склона Кузнецкого Алатау (Батенёвское поднятие). Уже одного анализа этих таблиц достаточно, чтобы убедиться в единообразии, в целом, химизма как гранитоидов, так и базитов различных ареалов этой серии. Тем не менее некоторые различия, особенно в гранитовой части, как будет показано ниже, имеют принципиальное значение. Проведенное статистическое сравнение ( $t$  — критерий при 99%-ном доверительном уровне) породных групп, а также рас-

Таблица I

Петрохимические статистики гранитоидов Восточного склона Кузнецкого Алатау

Петрохим. показатели	1		2		3		4		5	
	$\bar{X}$	S								
SiO <sub>2</sub>	69,73	3,43	68,41	3,07	68,23	3,63	69,58	3,88	70,97	3,60
TiO <sub>2</sub>	0,36	0,23	0,40	0,18	0,42	0,21	0,33	0,21	0,30	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,49	1,22	15,62	1,16	15,47	1,28	15,25	1,35	15,07	1,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,48	0,80	1,18	0,63	1,56	0,65	1,61	1,00	1,16	0,80
FeO	1,61	0,83	2,06	0,73	1,86	0,98	1,47	0,78	1,52	0,49
MnO	0,05	0,03	0,06	0,03	0,07	0,09	0,07	0,16	0,04	0,02
MgO	0,67	0,44	0,99	0,59	1,12	0,66	0,80	0,72	0,48	0,38
CaO	1,75	0,89	2,59	0,98	2,57	1,45	2,12	1,18	1,35	0,72
Na <sub>2</sub> O	4,57	0,67	4,47	0,68	3,80	0,73	4,41	0,84	4,18	0,55
K <sub>2</sub> O	3,47	0,67	3,23	0,81	3,91	0,98	3,60	0,73	4,03	0,67
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,09	0,13	0,08	0,15	0,19	0,09	0,10	0,10	0,12
п.п.п.	0,37	0,43	0,69	0,42	0,57	0,68	0,56	0,49	0,62	0,42
a	14,7	1,6	14,4	1,4	13,9	1,6	14,6	1,7	14,6	1,2
c	2,0	1,0	2,9	1,1	2,7	1,7	2,2	1,3	1,6	0,8
b'	4,0	1,8	5,0	2,1	5,4	2,4	4,4	2,4	3,3	1,4
x'	50,8	14,6	56,2	11,7	48,6	13,7	54,1	14,3	51,4	20,3
m'	19,2	9,5	28,3	10,2	27,6	12,3	22,3	12,4	14,4	8,6
c'(-a)	-26,9	23,7	-5,2	20,3	-13,3	27,9	-12,1	27,2	-31,5	25,3
n	66,8	6,6	67,7	7,9	59,6	8,5	64,6	8,0	61,1	6,3
φ	22,2	10,4	17,9	7,4	20,3	7,3	25,3	12,4	20,8	14,8
t	0,4	0,3	0,4	0,2	0,5	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2
q	+24,0	7,3	+22,8	5,7	+23,3	6,7	+24,0	7,4	+26,5	8,3

Примечание.  $\bar{X}$  - среднее арифметическое; S - стандартное отклонение; a, c и т.д. - числовые характеристики А.Н.Заварицкого. b' - исправленная характеристика b (по Д.С.Штейнбергу, 1964). I - 5 - ареалы (в скобках число анализов): 1 - Саралинский (n = 48); 2 - Тигертмицкий (n = 125); 3 - Туymoкий (n = 47); 4 - Уйбатский (n = 92); 5 - Саксырский (n = 31). Используются химические анализы, опубликованные в сборнике В.Д.Хомичева (24), а также неопубликованные данные А.Ф.Коробейникова и В.С.Мурвина.

Таблица 2  
Петрохимические статистики базитов Восточного склона Кузнецкого Алатау

Петрохим. показатели	1		2		3		4		5	
	$\bar{X}$	s								
SiO <sub>2</sub>	56,48	3,72	54,66	4,59	52,27	5,72	53,45	3,80	49,04	4,95
TiO <sub>2</sub>	0,95	0,32	0,98	0,38	0,94	0,55	1,04	0,34	1,32	0,63
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,99	1,01	16,58	1,63	16,37	3,29	17,36	1,43	17,92	2,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,06	1,26	2,90	1,05	3,34	1,84	3,83	1,17	4,17	1,91
FeO	4,35	1,22	5,46	1,75	5,25	3,08	4,40	1,12	5,51	1,57
MnO	0,09	0,09	0,12	0,19	0,12	0,07	0,11	0,07	0,13	0,04
MgO	2,74	1,13	4,52	1,98	6,00	4,50	3,97	1,42	5,48	2,38
CaO	5,34	1,65	6,94	2,33	9,92	4,72	7,34	2,25	9,30	2,72
Na <sub>2</sub> O	4,87	0,45	3,69	0,83	3,03	1,52	4,19	0,88	3,53	1,04
K <sub>2</sub> O	2,67	1,16	1,97	0,96	1,63	1,07	2,32	0,87	1,63	0,89
F <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,29	0,19	0,29	0,24	0,18	0,21	0,45	0,26	0,38	0,38
п.ч.п.	0,63	1,00	1,49	0,93	1,01	0,80	1,18	0,71	1,35	0,49
a	14,9	1,6	11,2	2,8	9,2	4,2	12,9	2,6	10,5	3,5
c	4,7	1,4	5,7	1,7	6,5	2,9	5,5	1,5	7,2	2,2
b'	13,7	4,3	18,7	5,8	23,6	9,5	18,3	5,2	23,3	7,6
z'	52,0	10,9	44,0	9,2	37,4	14,2	43,7	7,8	41,3	9,4
m'	32,8	8,2	40,6	7,0	40,7	13,0	37,2	5,5	40,4	7,0
o'(-a')	9,7	15,1	14,5	8,1	21,0	15,0	18,7	9,6	18,4	6,2
n	74,1	8,0	75,1	9,3	73,6	13,9	73,6	7,7	77,9	7,6
γ'	20,3	8,7	14,4	5,7	13,5	7,9	19,1	6,3	16,3	6,0
t	1,3	0,4	1,4	0,6	1,4	0,9	1,5	0,6	2,1	1,2
q	-1,8	7,4	+0,4	7,6	-3,6	9,4	-4,8	7,1	-10,4	6,5

**Примечание.** 1 - Саралинский ареал (n = 13); 2 - Тигертышский ареал (n = 150); 3 - Туинский ареал (n = 44); 4 - Уйбатынский ареал (n = 77); 5 - Сакырский ареал (n = 37); Используются те же петрохимические материалы, из тех же источников, что в табл. I.

смотрение вариационных диаграмм (рис. I) выявило следующее. Различий между саралинскими и уйбатскими гранитоидами при сравнении породных групп не зафиксировано. В базитовой группе Уйбатского ареала, в отличие от Саралинского, кроме диорит-монцитов отсутствуют и габбро, чем и объясняются повышенные содержания  $MgO$ ,  $CaO$ , пониженные значения  $SiO_2$ , показателя "а" (табл. 2) — в базитах Уйбатского ареала. На вариационной диаграмме (рис. I) в лейкогранитах Уйбатского ареала обнаруживается повышенное содержание калия (линия  $K_2O$  (3)<sup>ж</sup> значительно выше линии  $K_2O$  (5). Соотношение щелочей калиево-натриевого в лейкогранитах Уйбатского ареала (линии  $Na_2O$  и  $K_2O$  сближены и пересекаются), в отличие от Саралинских лейкогранитов, где оно натриевого (линия  $Na_2O$  (5) значительно выше линии  $K_2O$  (5). Саралинские гранитоиды, по сравнению с тигертышскими, имеют пониженные значения  $FeO$ ,  $CaO$ , более высокое  $q$ , но примечательно то, что баланс содержаний  $Na_2O$  и  $K_2O$  у них даже в лейкогранитах сходен, именно  $Na_2O$  выше на 1-1,5%, чем  $K_2O$  (рис. I).

В отношении базитовых групп сказанное выше справедливо и в случае сравнения Саралинского и Тигертышского ареалов.

По отношению к туимским саралинские гранитоиды содержат меньше  $CaO$  и больше  $Na_2O$ , что хорошо видно из рис. I, где линия  $Na_2O$  (2) отвечает наименьшему значению. Соотношение щелочей в гранитах и лейкогранитах Туимского ареала, в отличие от Саралинского — более калиевое (линия  $K_2O$  (2) пересекается с линией  $Na_2O$  (2) уже в гранодиоритовой части шкалы). Базитовая группа Туимского ареала, в сравнении с одноименной группой Саралинского, характеризуется повышенной железистостью, магниезильностью, калиевостью, пониженной общей кремнеземистостью и щелочностью, что обусловлено её повышенной базитовостью. Саралинские гранитоиды по отношению к саксырским несколько более меланократовые и поэтому отличаются повышенными содержаниями железа, магния, кальция, натрия. Соотношение щелочей в саксырских гранитоидах — натриевого на уровне гранитов и калиево-натриевого на уровне лейкогранитов. Соотношения в базитовой группе, аналогичные уже отмеченным, но в силу заметно более меланократового характера

---

<sup>ж</sup> номер ареала

саксырских базитов, еще более резко выражены. Дополнительные различия устанавливаются по  $SiO_2$ , более высокому в саксырских базитах.

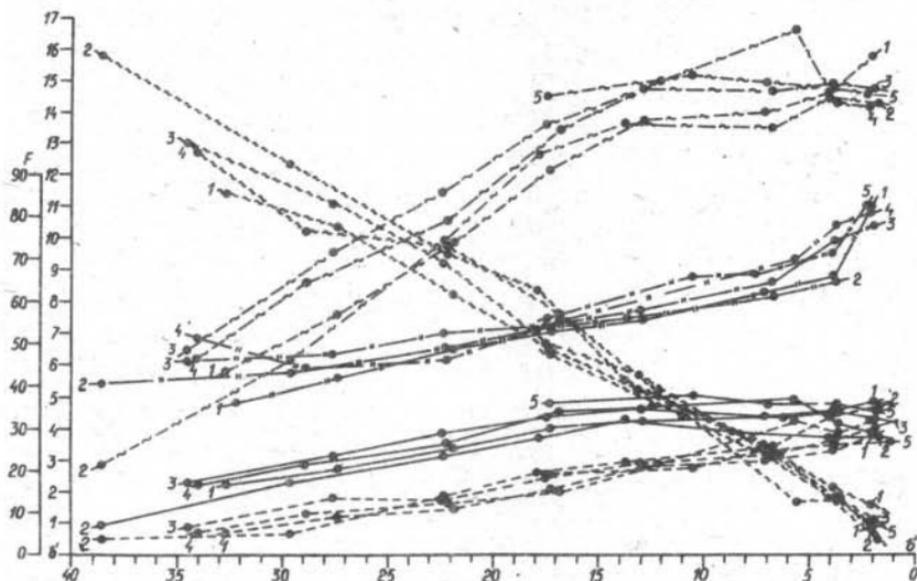


Рис. 1. Вариационная петрохимическая диаграмма базит-гранитоидной серии Восточного склона Кузнецкого Алатау. 1-5 - ареалы серий: 1 - Тигертышский, 2 - Туимский, 3 - Уйбатский, 4 - Саксырский, 5 - Саралинский. Вариационные линии (см. рис. 2) обозначают: а - общая щелочность (показатель "а" А.Н. Заверницкого), б - общая железистость (F), в - содержания CaO; г - содержания  $Na_2O$ ; д - содержания  $K_2O$ .

Тигертышские гранитоиды, по сравнению с туимскими, характеризуются пониженными  $Fe_2O_3$ ,  $K_2O$  и повышенными  $FeO$ ,  $Na_2O$ , так что общий баланс железа и щелочей остается примерно на одном уровне, но специализация щелочей, как уже ясно из оказанного выше, разная: натриевая в Тигертышском ареале и калиево-натриевая до калиевой - в Туимском. Тигертышские гранитоиды - менее железистые, чем уйбатские. По а/с последние являются более щелочными. Туимские гранитоиды по отношению к уйбатским оказались

лишь более калиевыми. Следует отметить широкое развитие в гранитоидной группе Саксырского ареала граносиенитовых разновидностей.

При сравнении базитовых породных групп Тигертышского, Туимского, Уйбатского и Саксырского ареалов следует прежде всего отметить повышенное содержание железа, в том числе повышенную относительную железистость габбро (рис. I), повышенную натриево-титанистость, известковистость (кроме туимских) в базитах Саксырского ареала, а также повышенную (отличающуюся от всех) известковистость Туимского ареала и пониженные содержания  $MgO$  в Тигертышском и Уйбатском ареалах. Базиты Саксырского ареала для своего уровня меланократовости и кремнезёмистости отличаются повышенной общей щелочностью.

Выявленные различия, хотя, на первый взгляд, и небольшие, оказываются важными при анализе связей состава магматизма и оруденения. Ранее (I6) нами была статистически показана наиболее сильная сопряженность различного оруденения, ассоциирующего с гранитоидами, с такими петрохимическими показателями, как соотношение натрия — калия и общая щелочность. Существенно, что полученные нами результаты при анализе химизма ареалов единой базит-гранитоидной серии, развитой в пределах одной тектонической зоны Кузнецкого Алатау, подтверждают эти связи. Действительно, золотое промышленное оруденение фиксируется в тех ареалах (Тигертышский, Саралинский), где натрий везде, даже в лейкократовых гранитах, на I—1,5% преобладает над калием. Молибденовое оруденение, к которому в отдельных ареалах присоединяется медное и вольфрамовое, отмечается в тех из них, где калий начинает преобладать над натрием в гранитовых членах серии. Так, промышленное медно-молибденовое оруденение с сопутствующим вольфрамом развито в Туимском ареале, где  $K_2O$  преобладает над  $Na_2O$  в лейкократовых гранодиоритах. В Уйбатском ареале (о промышленном молибденовым оруденением)  $K_2O$  начинает преобладать в лейкогранитах. Из других петрохимических особенностей, увязывающихся с характером оруденения, можно отметить повышенное содержание валового железа в базитовой группе и более высокую относительную железистость (в меланократовых габбро), а также общую щелочность в Саксырском ареале, сопровождающаяся наиболее развитым железорудением. Здесь отметим, что базитовая группа Саксырского ареала является наиболее низкокалиевой.

В целом, для базит-гранитоидной серии восточного склона Кузнецкого Алатау характерны следующие петрохимические особенности: общая повышенная щелочность (оценки по шкале (3) ) во всем ряду, начиная от меланократовых габбро и кончая лейкогранитами, высокое содержание  $Na_2O$  при повышенном содержании  $K_2O$ , высокое содержание извести в базитовой группе. Наиболее высокий уровень общей щелочности примерно одинаков в ряду от кварцевых диоритов до лейкогранитов, причем в гранитах и лейкогранитах отдельных ареалов этот баланс сохраняется благодаря обратно меняющемуся  $Na_2O$  и  $K_2O$ .

При общем рассмотрении химизма базит-гранитоидной серии Западного склона Кузнецкого Алатау (табл. 3,4) устанавливается прежде всего её общий натриевый характер, сохраняющийся во всех типах пород и даже в лейкократовых гранитах (рис. 2), общий более меланократовый уклон гранитоидов при весьма ограниченном участии лейкократовых гранитов. В полном соответствии с этими фактами находится и сопутствующее этой серии наиболее развитое промышленное золотое оруденение, к которому в отдельных ареалах присоединяется железное и вольфрамовое оруденение. Породы именно этих ареалов обладают некоторыми другими петрохимическими особенностями. Гранитоиды так называемых Западных плутонов-ареалов (Ольгинский, Ургодатско-Федотовский ареалы) и гранитоиды Кундатского и Дудетского ареалов заметно отличаются от гранитоидов Центрального и Кожуховского прежде всего повышенной щелочностью и калиестью. Все ареалы (кроме Кожуховского, Центрального, Кундатского), несущие наряду с золотым и железоруденение, включая приведенный нами (табл. 3,4, столбец 9) для сравнения Лебедской ареал, расположенный на сопредельной территории Горного Алтая, имеют повышенное количество суммарного железа в базитовой группе: 9,5-10 вес.% против 7,5-8,5 железоносных ареалов.

Проведенное исследование позволяет отметить следующее. Базит-гранитоидные серии Кузнецкого Алатау в различных ареалах варьируют по составу (химизму). В соответствии с изменениями химизма находится и ассоциированное оруденение. В ареалах, где серии характеризуются натривой специализацией щелочей во всем ряду пород (включая и лейкограниты), наиболее сильно развито

Таблица 3  
Петрохимические статистики гранитоидов Западного склона Кузнецкого Алатау

Петрохим. показатели	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в
	SiO <sub>2</sub>	68,50	3,09	70,46	4,47	66,85	3,08	70,04	4,06	67,72	3,26	67,11	2,05	67,16	3,92	68,10	2,92	67,06
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,17	0,35	0,26	0,46	0,22	0,32	0,22	0,31	0,15	0,39	0,11	0,44	0,18	0,32	0,21	0,42	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,06	1,30	13,82	1,74	15,82	1,11	15,18	1,42	15,47	1,58	16,27	0,89	16,03	1,56	15,48	1,20	15,41	1,22
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,98	0,51	1,54	1,61	1,42	0,68	1,44	1,24	1,46	1,29	1,52	0,54	1,47	0,83	1,18	0,49	2,00	1,25
FeO	2,41	0,70	2,32	1,36	2,71	0,87	1,98	1,00	2,79	0,94	2,65	0,83	2,11	0,75	2,24	0,81	1,99	1,14
MnO	0,07	0,02	0,06	0,07	0,08	0,05	0,09	0,06	0,08	0,04	0,07	0,03	0,07	0,03	0,05	0,01	0,07	0,05
MgO	0,76	0,29	1,00	0,55	1,28	0,81	0,73	0,57	1,29	0,65	1,00	0,39	1,27	0,72	1,02	0,47	1,34	0,72
CaO	2,83	0,64	2,13	1,05	3,04	1,35	2,31	1,15	2,88	0,96	3,58	0,73	3,14	1,17	2,68	0,77	3,44	1,34
Na <sub>2</sub> O	4,23	0,45	4,23	1,08	3,96	0,63	4,07	0,71	4,43	0,96	4,41	0,38	4,66	0,78	5,03	0,77	4,25	0,97
K <sub>2</sub> O	3,78	0,54	3,37	1,31	3,09	0,77	2,79	1,05	2,30	0,86	1,77	0,65	2,75	0,91	2,88	0,62	2,51	1,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,07	0,05	0,08	0,08	0,08	0,05	0,05	0,03	0,05	0,10	0,08	0,09	0,09	0,06	0,07	0,15	0,16
п.п.п.	0,53	0,39	0,53	0,25	1,11	0,56	0,46	0,51	0,97	0,57	0,79	0,49	0,71	0,53	0,82	0,86	0,84	0,51
a	14,7	1,4	13,8	1,4	13,1	1,7	12,7	2,0	12,9	2,3	12,3	1,3	14,1	1,3	15,0	1,5	13,00	2,0
o	2,7	0,8	1,8	1,1	3,4	1,4	2,7	1,5	3,2	1,3	4,2	0,8	3,2	1,0	2,4	1,3	3,6	1,4
b'	5,2	1,4	5,8	2,9	6,4	2,5	4,8	2,6	6,3	2,2	5,7	1,4	6,1	2,9	5,6	1,7	5,6	3,0
z'	60,7	8,3	55,5	11,8	52,2	11,5	51,5	13,0	54,2	10,7	57,8	12,0	49,4	10,1	50,6	11,1	53,9	10,8
m'	24,5	6,5	26,9	9,7	27,7	12,8	19,2	11,8	28,5	11,1	24,9	8,9	29,1	9,3	26,7	9,5	30,7	10,3
c'(-a')	+14,0	11,8	+3,2	21,8	-11,0	24,4	-28,4	21,3	-11,5	19,1	-12,0	19,7	-7,9	23,3	2,9	28,2	-0,5	20,8
n	63,0	3,3	65,3	13,0	66,2	6,7	69,2	10,0	74,5	8,9	79,5	6,0	71,9	9,3	72,5	6,0	72,2	11,1
φ	15,5	7,8	19,2	14,1	16,3	6,9	17,3	11,5	16,6	13,1	19,6	7,3	16,9	8,1	16,1	6,8	25,7	14,4
т	0,5	0,2	0,4	0,3	0,5	0,3	0,4	0,3	0,4	0,2	0,5	0,2	0,5	0,2	0,4	0,3	0,5	0,2
q	+22,9	6,8	+26,6	9,4	+22,2	5,6	+28,1	7,7	+23,7	8,0	+24,4	5,4	+19,8	7,7	+20,3	5,5	+23,4	8,2

**Примечание.** Ареалы: 1 - Ольгинский (n = 12); 2 - Ургодатско-Федотовский (n = 20); 3 - Тельбеоский (n = 66); 4 - Ортоцкий (n = 34); 5 - Кокуховский (n = 31); 6 - Центральниевский (n = 33); 7 - Кундатовский (n = 20); 8 - Дудетский (n = 16); 9 - Лебедской (n = 53); Использованы материалы авторов: Л.В.Алабина, И.Н.Амниного, А.Р.Ананияева, В.И.Еженина, В.И.Воглизова, Б.Д.Васильева, В.А.Врублевского, Н.А.Гладких, Г.Ф.Горелова, А.Н.Дистановой, И.П.Изоина, В.Г.Корея, М.П.Кортусова, Н.М.Кузельного, А.Е.Курья, А.Д.Минина, В.К.Монич, В.С.Сурина, Б.Ф.Нидьтова, Д.Б.Николова, Е.И.Нифитова, В.И.Синикова, П.Е.Твиского, А.Б.Шопеля, В.М.Яригина и др.

Таблица 4  
Петрихинические статистики биохимов Западного склона Кузнецкого Алатау

петрихин. показатели	1		2		3		4		5		6		7		8		9	
	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в	У	в
Н <sub>2</sub> O	53,52	3,34	54,97	3,16	51,60	5,59	49,86	4,68	54,93	4,27	55,11	3,78	35,94	4,21	50,31	4,55	52,22	6,65
С <sub>2</sub> O	0,92	0,36	0,93	0,25	1,01	0,39	1,04	0,36	0,97	0,41	1,25	0,35	1,00	0,28	0,77	0,36	1,47	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,87	1,68	16,24	1,95	18,31	1,85	18,33	2,46	17,33	1,50	17,38	1,65	18,87	0,95	18,53	2,48	16,60	2,75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,62	1,04	3,26	2,27	3,31	1,73	3,16	1,33	2,74	1,00	2,67	1,16	3,06	1,28	3,40	1,82	5,32	3,04
CaO	6,22	1,37	5,96	1,48	6,49	2,26	6,02	1,63	5,69	1,49	5,75	1,18	4,57	2,19	5,50	2,09	4,88	1,70
MgO	0,11	0,08	0,16	0,05	0,16	0,07	0,14	0,11	0,12	0,05	0,09	0,03	0,14	0,04	0,24	0,30	0,14	0,06
MnO	3,78	1,42	4,37	1,49	4,34	1,33	5,43	2,41	3,58	1,31	3,34	1,19	2,96	1,06	5,76	3,41	5,11	2,56
SiO <sub>2</sub>	8,20	2,34	7,75	1,83	8,45	2,91	9,78	3,12	6,64	2,03	6,69	1,98	5,89	1,59	9,82	3,41	8,28	2,70
Na <sub>2</sub> O	4,03	0,66	3,34	0,86	3,15	0,85	3,22	1,18	3,94	0,89	3,90	0,61	4,50	0,60	3,19	1,19	3,20	1,06
K <sub>2</sub> O	2,27	0,89	1,35	0,56	1,36	0,92	0,82	0,61	1,73	0,68	1,79	0,66	1,95	0,77	1,29	0,98	1,26	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,14	0,08	0,17	0,12	0,17	0,02	0,05	0,22	0,18	0,32	0,18	0,14	0,21	0,10	0,13	0,44	0,36
п.н.н.	1,00	0,83	1,46	0,82	1,68	0,75	1,57	1,06	1,67	0,92	1,40	0,78	0,62	0,30	0,73	0,59	1,54	0,63
а	12,4	1,8	9,5	2,2	9,3	2,5	8,6	3,3	11,6	2,4	11,5	2,0	13,2	2,1	9,2	3,9	9,1	2,8
б	5,3	1,6	6,4	2,1	8,1	2,5	8,6	2,6	6,1	1,6	6,1	1,6	6,4	1,4	8,2	2,5	6,7	2,5
в'	19,7	5,2	19,6	4,1	20,1	5,3	22,5	7,4	16,7	4,9	16,3	4,3	12,3	6,2	22,7	8,2	21,9	9,0
г'	44,6	9,9	45,6	10,0	47,8	9,0	41,6	8,4	49,0	7,1	49,8	7,0	53,8	8,5	41,1	13,3	45,0	12,7
ж'	32,9	6,1	37,8	8,4	38,2	7,3	42,3	8,5	36,1	7,0	34,4	7,9	38,0	7,3	40,6	10,3	38,6	9,7
з'(-а')	22,5	11,1	16,3	6,2	11,5	10,8	16,0	10,0	10,6	13,1	10,8	4,6	5,6	7,5	15,5	12,1	11,1	14,8
и	73,2	8,3	79,0	6,7	79,0	11,1	86,7	6,3	77,8	5,1	77,4	5,1	77,8	7,4	81,1	8,1	79,7	8,4
у	12,4	5,9	15,0	10,9	14,6	7,0	13,0	4,2	14,8	5,5	14,3	4,7	20,2	6,1	15,6	11,5	22,2	13,6
ф	1,3	0,5	1,3	0,3	1,5	0,7	1,6	0,7	1,3	0,6	1,7	0,6	1,4	0,5	1,1	0,5	2,2	1,2
q	-4,7	7,3	+3,7	5,4	-2,2	8,8	-5,3	6,2	+1,5	7,6	+2,3	5,8	+0,5	6,8	-7,2	7,7	-0,9	12,2

Примечания. Ареалы: 1 - Ольгинский (n = 28), 2 - Ургедатско-Федотовский (n = 28), 3 - Тельбееский (n = 37), 4 - Ортоцкий (n = 49), 5 - Кокуховский (n = 31), 6 - Центральнииский (n = 16), 7 - Кундатовский (n = 8), 8 - Дудатовский (n = 37), 9 - Лебодской (n = 29). Исползованы данные тех же авторов, что и в таблице 3.

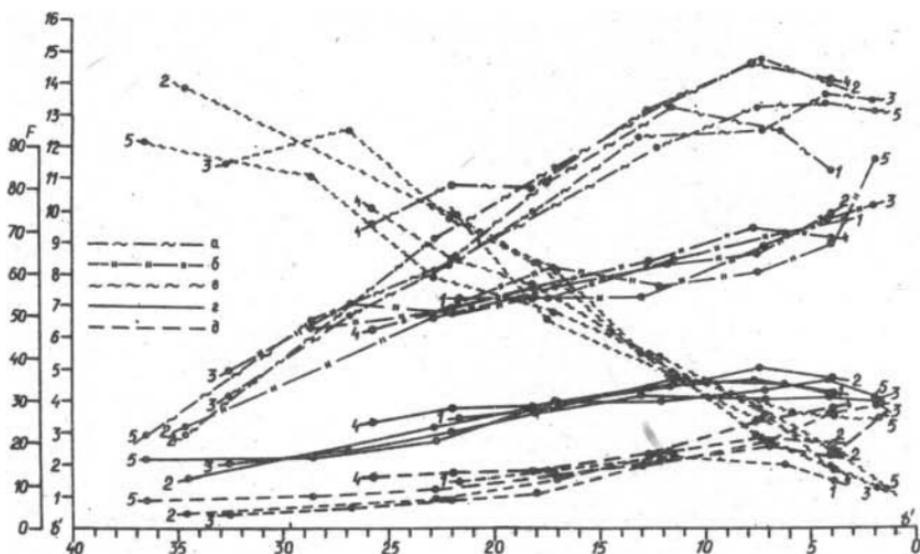


Рис. 2. Вариационная петрохимическая диаграмма базит-гранитоидной серии Западного склона Кузнецкого Алатау и сопредельной территории Горного Алтая. 1-5 - ареалы серии: 1 - Центральный, 2 - Кундатский и Дудетский, 3 - Тельбесский, 4 - Ольгинский и Федотовский, 5 - Лебедской.

промышленное золотое оруденение. К тем из них, где повышается содержание калия, и как следствие, растет общая щелочность, присоединяется вольфрамовое оруденение (Кундатский, Дудетский), а там, где, наряду с повышением щелочности гранитоидов, породы базитовой группы содержат наибольшие содержания валового железа, более сильно проявлено железоруденение (Ольгинокий, Саксырский, Лебедской ареалы). В ареалах, характеризующихся общей повышенной щелочностью во всем ряду, с калинатриевой или калиевой специализацией гранитовой части пород представлено промышленное медно-молибденовое оруденение (Туимский, Уйбатский), к которому иногда присоединяется слабо проявленное вольфрамовое. Мощное развитие базитов, предшествующих гранитоидам, сопрягается с сульфидным характером ассоциирующего оруденения. Так, сущест-

венно золото-кварцевый тип оруденения с умеренным развитием сульфидов является главным лишь в тех золотоносных ареалах, где базитовая составляющая серий угнетена (Центральнинский, Кундатский).

При анализе связей петрохимического состава базит-гранитоидных серий с оруденением целесообразно: 1 - изучать особенности химизма не только комплексов в целом, но и их ареалов; 2 - использовать не только породные группы, но и типы пород, выясняя эволюцию состава породных групп во времени; 3 - поскольку из щелочей наиболее чувствительным к изменению характера оруденения является калий, оценку специализаций щелочности важно проводить отдельно по натрию и калию.

### Литература

1. АЛАБИН Л.В. Центральнинский массив Мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 169-213.

2. БЕЛОУСОВ А.Ф. Неоднородность распределения составов в ассоциациях изверженных пород и представление о породных группах. - "Геология и геофизика", 1967, № 5, с. 26-34.

3. БЕЛОУСОВ А.Ф. Об основаниях петрохимической классификации эффузивных пород. - "Геология и геофизика", 1974, № 3, с. 20-26.

4. БОГНИБОВ В.И. Большеречекский габбро-норитовый комплекс в Тельбесском районе Горной Шории. - В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 61-102.

5. БОЛЬШЕВ Л.Н., СМИРНОВ Н.В. Таблицы математической статистики. М., "Наука", 1965, 464 с.

6. ВОЛОХОВ И.М., ДОВГАЛЬ В.Н., КРИВЕНКО А.П. и др. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Труды III Всесоюзного петрографического совещания. Т. I. М., "Наука", 1964, с. 134-145.

7. ГОЛЬДИН С.В. О проверке однородности совокупностей геологических объектов. - В кн.: Математические методы при геологических исследованиях в Западной Сибири. Тюмень, 1968, с. 108-126.

8. ДИСТАНОВА А.Н. Мартайгинский гранитоидный комплекс. - В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1965. с. 122-159.

9. ДОВГАЛЬ В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1968, 197 с.

10. ЗАВАРИЦКИЙ А.Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1950, 400 с.

11. ИЗОХ Э.П. Принципы диагностики гранитоидных формаций с различной металлогенической специализацией для целей прогнозирования. - В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 25-48.

12. ИЗОХ Э.П., НАЛЁТОВ Б.Ф. Принципы классификации и применения номенклатуры гранитоидов. - "Зап.Всес. Мин. о-ва", 1974, Ч. СШ. вып. 2, с. 205-218.

13. КОРТУСОВ М.П. Палеозойские интрузивные комплексы Маринской тайги (Кузнецкий Алатау). Томск, Изд-во Томского Университета, 1967, 161 с.

14. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БОГНИБОВ В.И., ДИСТАНОВА А.Н., СЕРГЕЕВА Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1971, 352 с.

15. МУСАТОВ Д.И. Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау. - В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. 1961, вып. I, с. 117-139

16. НАЛЁТОВ Б.Ф. Сопряженность главных показателей химизма с типом оруденения гранитоидов. - "Геология и геофизика", 1976, № 5, с. 133-136.

17. НАЛЁТОВ Б.Ф., ИЗОХ Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. Новосибирск, "Наука", 1976, 125 с.

18. ПОЛЯКОВ Г.В. Палеозойский магматизм и железооруденение Юга Средней Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, 308 с.

19. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ФЕДОСЕЕВ Г.С., БОГНИБОВ В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, "Наука", 1973, с. 87-111.

20. СЕРГЕЕВА Е.С. Саксырский (Сырекий) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск,

"Наука", 1975, с. 5-23. (Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР).

21. УРБАХ В.Ю. Биометрические методы. М., "Наука", 1964. 183 с.

22. ХАЛФИН С.Л. Петрология Когтаховского габбро-монзонит-сyenитового комплекса. Новосибирск, "Наука", 1965, 90 с.

23. ХОМИЧЕВ В.Л. О трёх формационных типах гранитоидов Кузнецкого Алатау. - В кн.: Новые данные к обоснованию региональных магматических схем Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1972, с. 17-21.

24. ХОМИЧЕВ В.Л. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Новосибирск, 1975, 173 с.

Б.Ф. Налётов

#### КОРРЕЛЯЦИЯ ХИМИЗМА БАЗИТОВ И ГРАНИТОИДОВ В БАЗИТ-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЯХ

При формационном анализе сложных базит-гранитоидных ассоциаций важным аспектом является выяснение связей между составом гранитоидов и ассоциированных базитов. Между тем, этот вопрос представляется совершенно не изученным. Имеется ли такая устойчивая связь вообще? Если да, то по каким компонентам и насколько сильная. Так, например, в слезных вулканических комплексах запада Алтае-Саянской области (5) между базальтоидными и салическими эффузивами выявлена несильная связь только по калию и делается вывод об отсутствии постоянной прямой корреляции в составе названных групп пород. Неясно также, как меняется специфика и характер такой связи от региона к региону, в областях с существенно салическим профилем магматизма и областях фемических, а также от древних серий к более молодым, с преобладающим развитием пород базитовой группы или, наоборот - кислой, с ассоциированным оруденением или безрудных серий, коррелируются ли все типы пород базитовой группы с гранитоидами или только

наиболее кислые — диориты и кварцевые диориты и т.д. Попутно заметим, что совершенно неясно, существуют ли какие-либо связи по составу между базитовыми и щелочносалическими породами в соответствующих базит-сиенитовых ассоциациях. Лишь в самое последнее время появились работы, в какой-то мере отвечающие на часть поставленных вопросов. Г.Б. Ферштатером (53,54) подмечена прямая связь между базитами и сопряженными гранитоидами в различных массивах Урала, Мугоджар и некоторых зарубежных стран по общей железистости, калию, кальцию. И.И.Абрамович и И.Т.Клушин (1) отмечают связь между базитами и гранитоидами по глинозёму, магнию и общему железу в сложных разновозрастных сериях и в сериях с различной распространённостью базитовых или кислых пород. На примере салаирид Центральной (Енисейской) геосинклинальной области и окружающих её линейных прогибов установлено, что в пределах геосинклинальной области как гранитоиды, так и предшествующие им базиты обладают повышенной щелочностью и калиево-натриевой специализацией (41,42).

Нами для исследования сопряженности состава гранитоидов и ассоциированных базитов был собран обширный материал по разным регионам СССР и некоторым зарубежным странам. Он распределен таким образом. У р а л о — Т я н ь ш а н ь с к и й р е г и о н: буруктальский комплекс (15), базит-гранитоидная ассоциация Верхотурско-Верхисетского мегантиклинория (10), гороблагодатский комплекс (выборка И.И.Абрамовича), плагиогранит-габбровая формация Мугоджар (материалы А.Т.Тельгузиева), магнитогорский комплекс (48,52), сарбай-соколовский комплекс (6,16), пластовский комплекс (32), каледонская плагиогранитовая формация Урала (выборка Г.И.Самаркина), есекжалский комплекс (50), каледонская натровая формация Тагильского прогиба (33,38), калинатровая гранодиоритовая формация Восточного Урала (33,38), Бокалинский интрузив (21,36), кабуткырымский комплекс (материалы В.А.Кутенца), Кульджуктауский ареал кульджуктауской серии (21,37), Каратюбинский ареал той же серии (21,37), Северо-Нуратинский ареал нуратинской серии (21,37), Южно-Нуратинский ареал той же серии (21,37), монцонитоидный комплекс (материалы Т.А.Додоновой). К а з а х с т а н с к и й р е г и о н: сарыкольский комплекс (материалы Н.В.Полянского), кунушский комп-

лекс (30) (материалы В.В.Допатникова), саурская серия (18), крыккудукский комплекс (материалы Э.М.Спиридонова), степняковский тип крыккудукского комплекса (тот же автор), Алтынэмельский плутон (материалы Т.Г.Добрецово́й), прииртышский комплекс (30), змеиногорский комплекс (30), базит-гранитоидная ассоциация Саяжской мульды (44), балхашский комплекс (выборка В.С.Попова), кокдомбаковский комплекс (тот же автор), кан-чингизский комплекс (материалы Н.В.Полянского), кусмурунский комплекс (тот же автор).

**А л т а е - С а я н с к и й р е г и о н.** Ареалы раннепалеозойской базит-гранитоидной ассоциации западного склона Кузнецкого Алатау: Тельбесский (7,28), Орто́нский (28) (выборка П.Е.Танского), Верхне-Кондомский (материалы Б.Ф.Нифантова, А.Б.Шепеля), Центральни́нский (4,27,28), Кундатский (27,28), Кожуховский (без Тылинского массива) (27,28), Ургодатско-Федотовский (28) (данные Б.Ф.Налётова), Ольгинско-Ампылакский (3,26, 27,28), Дудетский арбал (12,13,27,28) (данные Б.Ф.Налётова).

Ареалы раннепалеозойской базит-гранитоидной ассоциации восточного склона Кузнецкого Алатау: Саралинский (28,55), Тигерты́нский (8,28,55), материалы В.С.Мурзина, А.Ф.Коробейникова), Ту́имский (28,55), Уйбатский (28,55) (данные Б.Ф.Налётова), Саксы́рский (28,55), Аскизский (28,55). Кроме того, в Кузнецком Алатау ареалы: Кундустуульский (27,28); данные Б.Ф.Налётова), Ты́дн-Медвежинский (34) (выборка Долгушина, данные Б.Ф.Налётова); В Горном Алтае: лебедской комплекс (материалы Н.Н.Амшинского, И.М.Волохова, В.Я.Ярыгина), таджи́линский комплекс (35) (материалы В.А.Скуридина, А.Н.Кононова, Ю.С.Носкова), сарако́книнский комплекс (выборка А.Н.Кононова), яломанский комплекс (25) (данные Ю.С.Носкова); в Туве ареалы раннепалеозойской базит-гранитоидной ассоциации: Каахе́мский (материалы Н.С.Бухарова, Т.Н.Ивановой, П.А.Петрова, Г.В.Пинуса, Я.Д.Шенкмана), Таннуо́льский (материалы Н.Н.Амшинского, Т.Н.Ивановой, П.А.Петрова, Т.Н.Шапошникова); в Восточном Саяне: сумоу́нурский комплекс (2), кутурчи́нский комплекс с предшествующими базитами (материалы В.И.Яшука), ареалы раннепалеозойской базит-гранитоидной серии - Шинди́ковский плутон (14,40,51,56,57), Тая́т-Табратский (14,24,40), данные Ш.Д.Курцерайте), Базыба́йский (14,31,40); ирби́нские (ранние) гранитоиды (17); в Западном Саяне - ма́и́нский комплекс (49), материалы П.С.Антонова, В.И.Богни́бова). П р е и м у щ е с т -

венно мезозойские ассоциации Забайкалья и Востока СССР: нижнеамурская серия (20), дуганджинский комплекс (материалы В.Н.Мусина), урупский комплекс (данные К.Ф.Сергеева), габбро-плагиогранитная формация Камчатки (39), тугурский комплекс (материалы В.М.Сухова), верхнеудоминская серия (20), базит-гранитоидная ассоциация Балыгчано-Сугойского района (43), элопский комплекс (материалы В.М.Сухова), бута-коппинская серия (материалы М.В.Мартынюка), мяо-чанская серия (20), бачелазская серия (20) (выборка В.С.Иванова), габбро-гранодиоритовая формация Камчатки (39), шахтаминский комплекс (II, 47) (материалы И.Н.Захарова, Р.В.Лесняка), Аманан-Сарыгичинский ареал амананского комплекса (22), тунгиро-олёкминский комплекс (материалы В.К.Путинцева), тындинско-бакаранский комплекс (материалы В.К.Путинцева), базит-гранитоидная ассоциация Верхне-Бикинского района (материалы И.З.Бурьяновой), дальнегорский вулcano-плутонический комплекс (выборка И.З.Бурьяновой). Кроме того, были использованы данные по витимканскому комплексу (45), Зурнабад-Дашкесанскому плутону (23), серии Банг-Санг-Пиан-Биок (19), Ордубадо-Мегринскому плутону (36) и некоторым другим комплексам.

По базитовой и гранитоидной породной группам изученных серий подсчитывались средние петрохимические показатели, которые затем использовались при расчете корреляционных матриц. Результаты сведены в таблицы I, 2. Как следует из таблицы I, по общей выборке пар базит-гранитоид (столбец 6) значимые положительные связи (с 95%-ным доверительным уровнем между составом базитов и гранитоидов) устанавливаются по глинозёму, окисному и суммарному железу, марганцу, натрию, калию, общей щелочности и показателю "n" А.Н.Заварицкого, т.е. по большинству компонентов, причем по  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ , "а", "n" и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  они могут классифицироваться как сильные и умеренно сильные. Характерны для всех регионов, как и в целом по общей выборке, значимые положительные связи по натрию и калию (за исключением Казахстанского региона) и как следствие - по общей щелочности (показатель "а"), а также натриевости-кальциевости (показатель "n"). По последнему не зафиксирована связь только в Дальневосточном регионе. Выявлены также сильные положительные связи в Казахстанском регионе по

Таблица I

Коэффициенты корреляции  
между петрохимическими показателями базитов и гранитоидов  
в базит-гранитоидных сериях

Петрохими- ческие по- казатели	1	2	3	4	5	6
TiO <sub>2</sub>	-0,19	0,29	0,02	0,26	-0,29	-0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,19	<u>0,58</u>	<u>0,35</u>	0,39	0,22	<u>0,47</u>
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	<u>0,76</u>	<u>0,79</u>	0,25	0,23	<u>0,82</u>	<u>0,72</u>
Σ FeO	-0,10	<u>0,61</u>	0,05	<u>0,56</u>	0,20	<u>0,30</u>
MnO	<u>0,83</u>	-0,05	0,10	0,56	0,41	<u>0,47</u>
MgO	-0,29	-0,31	-0,17	-0,28	0,22	-0,21
CaO	0,06	0,27	-0,11	0,37	-0,32	-0,22
Na <sub>2</sub> O	0,22	<u>0,69</u>	<u>0,48</u>	<u>0,57</u>	<u>0,69</u>	<u>0,52</u>
K <sub>2</sub> O	0,48	<u>0,61</u>	<u>0,48</u>	<u>0,79</u>	<u>0,69</u>	<u>0,61</u>
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	-	0,46	-	-
a	<u>0,62</u>	<u>0,59</u>	<u>0,58</u>	<u>0,85</u>	<u>0,87</u>	<u>0,61</u>
z	<u>0,52</u>	<u>0,69</u>	<u>0,55</u>	<u>0,64</u>	-0,03	<u>0,77</u> <sup>ж</sup>
F	<u>0,85</u>	-0,17	-0,14	-0,24	<u>0,50</u>	0,18

Примечание. 1 - ассоциации Казахстанского региона (n = 13). 2 - ассоциации Урал-Тяньшаньского региона (n = 18). 3 - ассоциации Алтай-Саянского региона (n = 30). 4 - ассоциации Алтай-Саянских садеирид (n = 12) (по данным Г.В.Полякова, А.П.Кривенко, В.И.Богнибова, 1977). 5 - преимущественно мезозойские ассоциации Восточной Сибири и Дальнего Востока (n = 18). 6 - общая выборка, т.е. число серий (n = 76). "a", "z" - числа А.Н.Заварицкого, F - общая железистость. Критические значения r (9): при n = 12, r = 0,532; n = 13, r = 0,514; n = 18, r = 0,444; n = 30, r = 0,349; n = 76, r = 0,225. Подчеркнуты значимые коэффициенты корреляции.

<sup>ж</sup> Объем выборки по этому показателю равен 112.

окисному железу, марганцу; сильные положительные связи по окисному железу и умеренно сильные по глинозему и суммарному железу в Урало-Тяньшаньском регионе; в целом, в Алтае-Саянском регионе устанавливается слабая положительная связь того же знака по глинозему, а в салаиридах Енисейской геосинклинальной области и окружающих её линейных прогибах такая же умеренно сильная по общему железу. В Дальневосточном регионе проявлена сильная положительная связь по окисному железу. Интересно, что в последнем регионе, как и в Казахском, фиксируются значимые положительные умеренно сильная и сильная соответственно связи по общей железистости, в то время как в Урало-Тяньшаньском и Алтае-Саянских - незначимые отрицательные.

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции показателей щелочности и натриевости между типами пород базитовой группы и гранитоидами в разных сериях.

Таблица 2

Коэффициенты корреляции показателей щелочности и натриевости между разными типами базитов и гранитоидами в базит-гранитоидных сериях

	диориты		лейкократовое габбро		мезократовое габбро	
	а	п	а	п	а	п
а	0,64	-0,37	0,50	-0,31	0,77	0,32
п	-0,19	0,78	-0,40	0,73	-0,11	0,71

Примечание. Диориты - 68 серий,  $15 < b' \leq 20$   
 Лейкократовое габбро - 28 серий,  $20 < b' \leq 25$   
 Мезократовое габбро - 13 серий,  $25 < b' \leq 30$

Рассмотрение таблицы показывает, что по общей щелочности и соотношению щелочей наблюдается устойчивая положительная корреляция (преимущественно сильная и умеренно сильная) между диоритами, лейкократовыми габбро, мезократовыми габбро и гранитоидами.

ми в сложных сериях. Тем самым показано, что эта связь обусловлена какими-то общими устойчивыми факторами, действующими при формировании базит-гранитоидных ассоциаций.

Таким образом, в результате исследования преимущественно на материале СССР установлено, что между составом базитов и гранитоидов в сложных базит-гранитоидных сериях проявлена устойчивая положительная связь (за некоторым исключением) по калию, натрию, общей щелочности, глинозему, железу, марганцу, дополняемая в некоторых регионах связью по общей железистости. Специфика и характер связей в разных регионах меняется, что указывает на необходимость изучения этого вопроса отдельно в каждом случае.

Выявленные факты свидетельствуют об определенной взаимосвязанности и унаследованности процессов образования базитов и гранитоидов в сложных сериях, обусловленных, вероятно, прежде всего исторически унаследованным составом соответствующих субстратов коры и мантии в крупных зонах континентов и, с другой стороны – устойчивым составом интрателлурических потоков, стимулирующих магмообразование, основными агентами которых являются калий и натрий (29). Связь по окисному железу вполне объясняется фактором фаціальности.

Автор признателен Э.П.Изоху за содействие в работе.

#### Литература

1. АБРАМОВИЧ И.И., КЛУШИН И.Г. Природа петрохимической специализации гранитоидных комплексов натрового ряда. – В кн.: Проблемы геохимии. Ленинград, 1975, с. 44-53. (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 24).
2. АВДОНЦЕВ Н.А. Гранитоиды Гарганской глыбы. Л., "Наука", 1967, 97 с.
3. АЛАБИН Л.В. Ольгинский интрузивный массив на северо-западе Кузнецкого Алатау. – "Вестн. Зап.Сиб. и Новосиб.геол.упр.", 1959, вып. 3, с. 50-59.
4. АЛАБИН Л.В. Центральнинский массив мартайгинского гранитоидного комплекса (Кузнецкий Алатау). – В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 169 – 213.

5. БЕЛОУСОВ А.Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, "Наука", 1976, 328 с.

6. БЕКМУХАМЕТОВ А.Е. Формирование окисно-рудных зон магнетитовых месторождений Южного Тургая. Алма-Ата, "Наука", 1970, 205 с.

7. БОГНИБОВ В.И. Большереченский габбро-норитовый комплекс в Тельбесском районе Горной Шории.- В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., "Наука", 1971, с. 61-102.

8. БОЗИН А.В., ОХАПКИН Н.А., ЯРОШЕВИЧ В.М. Интрузивные комплексы Коммунар-Балахчинского района в Кузнецком Алатау.- В кн.: Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. Новосибирск, "Наука", 1967, с. 77-174.

9. БОЛЬШЕВ Л.Н., СМИРНОВ Н.В. Таблицы математической статистики. М., "Наука", 1965, 464 с.

10. БУШЛЯКОВ И.Н., СОБОЛЕВ И.Д. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Верхисетского массива. М., "Наука", 1976, 339 с.

11. ВАРТАНОВА Н.С., ЗАБЬЯЛОВА И.В., ШЕРБАКОВА З.В. Гранитоиды Восточного Забайкалья. Новосибирск, "Наука", 1972, 271с.

12. ВРУБЛЕВСКИЙ В.А. Петрохимические особенности интрузивных комплексов северо-восточной части Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау).- В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Красноярск, вып. 3, 1965, с. 239-252.

13. ДОВГАЛЬ В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация Центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1968, 205 с.

14. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, "Наука", 1974, 131 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 257).

15. ДУБНИН В.С. Гранитоиды южной части Зауральского поднятия и особенности их металлогении.- В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1972, с. 114-129. (Труды ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР, вып. 93).

16. ДЫМКИН А.М. Контактново-металлогенические месторождения железе южной части главной рудной полосы Тургая. Новосибирск. Изд-во Сиб. отделения АН СССР, 1962, 237 с.

17. ДЫМКИН А.М., МАЗУРОВ М.П., НИКОЛАЕВ С.Н. Петрология и особенности формирования магнетитовых месторождений Ирбинского рудного поля (Восточный Саян). Новосибирск, "Наука", 1975, 177 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 268).

18. ЕРМОЛОВ П.В., ИЗОХ Э.П., ПОНОМАРЕВА А.П., ТЯН В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1977, с. 239.

19. ИЗОХ Э.П. Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965, 138 с.

20. ИЗОХ Э.П., РУСС В.В., КУНАКВ И.В., НАГОВСКАЯ Г.И. Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение. М., "Наука", 1967, 383 с.

21. ИЗОХ Э.П., ЮДАЛЕВИЧ Э.А., ПОНОМАРЕВА А.П., СУХИН М.В., МУШКИН И.В., САНДОМИРСКИЙ Г.Г., ШМУЛЕВИЧ Г.Д., ПЯТКОВ К.К., ПЯНОВСКАЯ И.А. Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, "Наука", 1975, 518 с.

22. КАЗИЦЫН Ю.В., АЛЕКСАНДРОВ Г.В., ПАНОВ Е.Н. и др. Мезозойские металллоносные интрузии Шилко-Олёкминского района. М., "Недра", 1967, 182 с.

23. КАШКАЙ М.А. Петрология и металлогения Дашкесана. М., "Недра", 1965, 885 с.

24. КНЯЗЕВ Г.Б. Особенности интрузивного магматизма района Табретского месторождения. — В кн.: Сборник статей по геологии Сибири. Томск, Изд-во Томск. ун-та, 1975, с. 57-65.

25. КОНОНОВ А.Н. Яломанский гренодиорит-адамеллитовый комплекс центральной части Горного Алтая. Красноярск, Красноярское книжное изд-во, 1969, 163 с.

26. КОРЕЛЬ В.Г., КУЗНЕЦОВА В.Н. Петрологический очерк Ольгинско-Ампалькского интрузива (северная часть Кузнецкого Алатау). "Геология и геофизика", 1961, № 2, с. 47-60.

27. КОРТУСОВ М.П. Палеозойские интрузивные комплексы Мариинской тайги (Кузнецкий Алатау). Томск, Изд-во Томского университета, 1967, с. 226.

28. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БОГНИБОВ В.И., ДИСТАНОВА А.Н., СЕРГЕЕВА Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1971, с. 352.

29. КУЗНЕЦОВ Ю.А., ИЗОХ Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.- В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I, М., "Наука", 1969, с. 7-20.
30. КУЗЕБНЫЙ В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, 1975, 340 с.
31. КУМЕЕВ С.С. Некоторые петрохимические особенности пород ольховского габбро-гранитоидного комплекса (Восточный Саян). В кн.: Материалы по петрографии некоторых платформ и складчатых областей. Элиста, 1973, с. 52-64.
32. ЛЬВОВ Б.К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района (Ю.Урал). Л., Изд-во Ленинградского университета, 1965, 164 с.
33. МАЛАХОВА Л.В., ЧУРИЛИН Н.С. Базальтоидные гранитоиды и их комагматы в Тагильском прогибе (Средний Урал).- В кн.: Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск, 1972, с. 33-75. (Труды института геологии и геохимии, вып. 93).
34. МИНИН А.Д. Дифференцированные габбровые интрузии южной части центрально-мартайгинской зоны (Кузнецкий Алатау).- В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, "Наука", 1977, с. 89-109. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 359).
35. МИХАЛЁВА Л.А., СКУРИДИН В.А. Раннекаледонская формация батолитовых гранитов Горного Алтая и её металлогенические особенности. Новосибирск, "Наука", 1971, 273 с.
36. МКРТЧЯН С.С. Зангезурская рудоносная область Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН Арм. ССР, 1958, 280 с.
37. НАЛЁТОВ Б.Ф., ИЗОХ Э.П. Региональная петрохимия гранитоидов. Новосибирск, "Наука", 1976, 125 с.
38. ОВЧИННИКОВ Л.Н. Контактново-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1960, 495 с.
39. ОПТИЧЕСКИЕ и петрохимические исследования магматических образований Центральной Камчатки. М., "Наука", 190 с.
40. ПОЛЯКОВ Г.В. Палеозойский магматизм и железорудное оруденение юга Средней Сибири. М., "Наука", 1971, 319 с.
41. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., БОГНИБОВ В.И. Корреляция состава габброидных и гранитоидных интрузий салаирид Алтае-Саянской складчатой области.- "Докл. АН СССР", 1976, т. 229, № 5, с. 1198-1201.

42. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., БОГНИБОВ В.И. Корреляция состава базитовых и гранитоидных комплексов раннего палеозоя в различных структурах салаирид Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, "Наука", 1977, с. 3-14. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 359).

43. Р У Б М.Г. Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулканоплутонических комплексов. М., "Наука", 1970, 361 с.

44. РУСАНОВ Б.И. Геологическое строение верхнепалеозойских гранитоидов Прибалхашья (на примере Саянского района). - В кн.: Геология и разведка недр, вып. 4. Алма-Ата, 1974. с. 29-37.

45. САЛОП Л.И. Геология Байкальской горной области. Т. II, М., "Недра", 1967, с. 700.

46. СЕРГЕЕВА Е.С. Саксырский (Сырский) гранитоидный плутон (Кузнецкий Алатау). - В кн.: Раннепалеозойские гранитоидные формации западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 5-23.

47. СИДОРЕНКО В.В. Геология и петрология Шахтинского интрузивного комплекса. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1961, 100 с.

48. СКОПИНА Н.А. Раннекаменноугольный Богдановский габброгранитный массив Магнитогорского комплекса. - "Труды ин-та геологии и геохимии Уральского филиала АН СССР", 1970, с. 96-108.

49. СМЫШЛЯКОВ В.Н. Плагитогранитный интрузивный комплекс северного склона Западного Саяна. - В кн.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1963, с. 92-106.

50. СТАРКОВ В.Д., ЗНАМЕНСКИЙ Н.Д. Гранитоидный магматизм восточно-мугоджарского поднятия. М., "Наука", 1977, с. 129.

51. ФЕДОСЕЕВ Г.С. Петрология Шандинского гранитоидного плутона. М., "Наука", 1969, 90 с.

52. ФЕРШТАТЕР Г.Б. Магнитогорская габбро-гранитная интрузия. Свердловск, 1966, с. 144.

53. ФЕРШТАТЕР Г.Б. "О корреляции химического состава габбро и ассоциированных с ними гранитов. - В кн.: Ежегодник 1973. Ин-т геологии и геохимии Уральск. науч. центр АН СССР. Свердловск, 1974, с. 100-101.

54. ФЕРШТАТЕР Г.Б., БОРОДИНА Н.С. Петрохимические критерии

рии генетической связи габбро и ассоциированных с ними гранитоидов.- "Изв. АН СССР, сер. геол.", 1976, № 9, с. 44-55.

55. ХОМИЧЕВ В.Д. Химические составы магматических горных пород Кузнецкого Алатау. Ч. I. Восточный склон. Новосибирск, 1975, 174 с.

56. ШЕДКОВНИКОВ А.Д. Основные черты петрологии и металлогении ольховского гранодиорит-плагиогранитного комплекса.- В кн.: Новые данные по геологии юга Красноярского края. Красноярск, Кн. изд-во, 1964, с. 224-250.

57. ШОХИНА О.И., ФИЛИПОВ Г.В., ЯРОШЕВИЧ В.М. Интрузивные породы Ольховско-Чибечекского массива в Восточном Саяне.- В кн. Интрузивные комплексы золоторудных районов юга Красноярского края. Новосибирск, "Наука", 1967, с. 175-257.

А.Г. Владимиров, П.В. Ермолов, В.Д. Хомяков

### ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ

Западная часть Зайсанской складчатой системы является областью широкого развития основного магматизма, проявившегося как в эффузивно-субвулканической, так и в плутонической формах. За последнее десятилетие в результате поисково-съемочных и тематических исследований базиты расчленены на возрастные и петрографические группы и установлено, что некоторые из них перспективны на медно-никелевое оруденение. Однако вопросы петрологии и рудности базитов рассматривались лишь в отношении отдельных возрастных групп (2,3,4), в то время как сравнительный анализ базитов с целью выявления строгих критериев отличия их друг от друга по существу не проводился. Вместе с тем, в связи с расширением в регионе поисковых работ на медно-никелевое оруденение, становится актуальной задача выявления из всего многообразия базитов тех типов, которые, по уже сложившимся пред-

тавлениям, являются перспективными на медно-никелевое оруде- ние. С этой целью в статье в сравнительном плане рассмотрены геология, вещественный состав и рудоносность базитовых комплексов западной части Зайсанской складчатой системы и даны их главные диагностические признаки.

Рассматриваемая часть Зайсанской складчатой системы на северо-востоке ограничена Чарским офиолитовым поясом, а на юго-западе — каледонскими структурами Чингиза (рис. 1). В её строении принимают участие три структурных этажа: докембрийский, каледонский и герцинский.

Докембрийский комплекс, представляющий кристаллический фундамент, обнажается в Чарском офиолитовом поясе и в Егиндыбулакском тектоническом блоке. В Чарском офиолитовом поясе отмечаются лишь глыбы и небольшие блоки метамордов, включенные в серпентинитовый меланж. По составу и условиям метаморфизма здесь выделяются два комплекса пород: высоких давлений (эктогиты, глаукофансодержащие породы и зеленосланцевые диафториты по ним) и низких (гранулиты, амфиболиты, габбро, плагиогранитоиды и зеленые сланцы). В Егиндыбулакском тектоническом блоке, расположенном в юго-западной части Зайсанской системы, кристаллический фундамент представляют полевошпат-мусковитовые, полевошпат-дистен-ставролитовые, полевошпат-дистен-гранат-мусковитовые и другие сланцы, отвечающие условиям дистен-сланцевой фации метаморфизма. Среди них отмечаются небольшие тела плагиоклазсодержащих пироксенитов, метаморфизованных в условиях той же фации.

Каледонский структурный этаж составляет юго-западное обрамление Зайсанской складчатой системы. Он сложен преимущественно вулканогенными породами андезитового и андезит-базальтового составов при подчиненной роли кислых и терригенных пород. Каледонские интрузивные образования формируют базитовые комплексы и базит-гранитоидные серии с резко выраженной натровой щелочностью.

Герцинский структурный комплекс западной части Зайсанской складчатой системы региональными несогласиями делится на три этажа: геосинклинальный, орогенный и субплатформенный.

Геосинклинальный структурный этаж ( $D_{2gv}-C_1$ ) сложен моро-

кими терригенными и вулканогенными отложениями. Состав и фациальные условия накопления осадочно-вулканогенной толщи изменялись по латерали, что позволяет различать здесь две структурно-фациальных зоны: юго-западную Жарма-Саурскую и северо-восточную Чарокую. Главная складчатость проявилась на границе нижнего и среднего карбона. С нею связано внедрение синорогенных интрузивов саурской габбро-диорит-тоналитовой серии.

Орогенный структурный этаж ( $C_2-P$ ) в основном сложен сероцветной молассой (буконьская свита  $C_2$ ). Выше неё залегает пестроцветная вулканогенная моласса, включающая вулканиты даубайской свиты  $C_{2-3}$ , красноцветные отложения майтубинской свиты того же возраста и дацит-липаритовую толщу  $C_3$ . Интрузивный магматизм этого периода представляют кали-натровые базит-гранитоидные саддырминская и тастауская серии ( $C_{2-3}$ ) и ассоциация существенно гранитоидных комплексов (P).

Субплатформенный структурный этаж характеризует семейтауская вулканоплутоническая базит-гранитоидная серия ( $T_I$ ), сложенная базальтами, монцонитами, липаритами и гранитами с резко выраженной калиевой щелочностью.

Из приведенного выше краткого геологического обзора видно, что интрузивные базиты в той или иной мере характерны почти для всех магматических комплексов западной части Зайсанской складчатой системы, но наиболее широкое распространение имеют пять главных типов: шокпартасский (рб?), чарский (Д- $C_I$ ?), саурский ( $C_{In}$ ), аргимбайский и максутский ( $C_{2-3}$ ).

I. Габброиды шокпартасского типа (рб?) слагают одноименный интрузив, локализованный среди кристаллических сланцев Егиндыбулакского тектонического блока. Интрузив сложен в основном горнблендитами, среди которых встречаются реликты первичных плагиоклазо содержащих пироксенитов. Пироксениты интенсивно амфиболлизированы, катаклазированы и пересечены жилами гранатовых амфиболитов, которые выходят и во вмещающие метанорды.

Плагиоклазо содержащие пироксениты сложены ромбическим (50-60%) и моноклинным (10-15%) пироксенами, плагиоклазом (10-15%), бурой роговой обманкой (5-10%), оливином (5-10%), рудным минералом (2-3%). Микроструктура гипидиоморфнозернистая, участками куммулятивная. Ромбический пироксен представлен двумя разновидностями, одна из которых образует длиннопризматические, хорошо

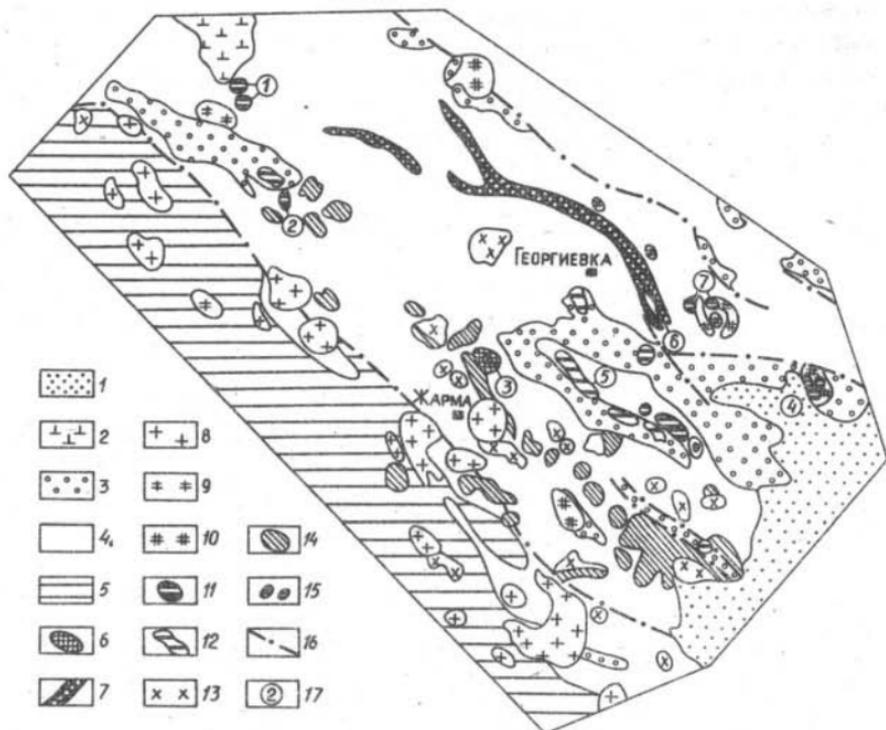


Рис. 1. Схема размещения габброидных интрузивов в структурах западной части Зайсанской складчатой системы.

I - рыхлые отложения Зайсанской впадины; 2-4 - герцинский структурный комплекс: 2 - субплатформенный, 3 - орогенный, 4 - геосинклинальный; 5 - каледонский структурный комплекс; 6-7 - выходы докембрийского кристаллического фундамента: 6 - континентального типа, 7 - офиодитового типа; 8-15 - магматические комплексы: 8 - позднегерцинские гранитные нерасчлененные, 9 - саддырминский и 10 - тастауский вулканоплутонические граносиенит-гранитные,  $S_3$ , 11 - аргимбайский габброидный  $S_{2-3}$ , 12 - макутский габброидный,  $S_{2-3}$ ; 13 - бугазский тоналитовый,  $S_1$ , 14 - саурский габброидный,  $S_1$ , 15 - шокпартасский и чарский типы габброидов нерасчлененные; 16 - разрывные нарушения; 17 - габброидные массивы, упоминаемые в тексте: 1 - Койтасский, 2 - Макутский, 3 - Шокпартасский, 4 - Преображенский, 5 - Аргимбайский, 6 - Николаевский, 7 - Тастауский, 8 - Петропавловский.

ограниченные кристаллы, а другая представлена коротко призматическими и округлыми зёрнами. По общей железиистости обе разновидности являются бронзитами:  $N_g = 1,692$  (Пи I) и  $N_g = 1,702$  (Пи II). Моноклинный пироксен образует призматические кристаллы, нередко содержащие включения ортопироксена. По оптическим константам он относится к ряду диопсид-салит:  $N_g = 1,713$ ;  $2V_{N_g} = 45-52^\circ$ ;  $c: N_g = 40-42^\circ$ . Плагноклаз (44-41% An) слабо зонален, иногда образует таблитчатые кристаллы, но чаще выполняет роль цемента. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и зелёная шпинель ( $N = 1,787$ ). Рудные минералы (пирротин, халькопирит, реже магнетит) образуют рассеянную вкрапленность.

Химический состав пироксенитов охарактеризован одним анализом:  $SiO_2 = 49,67\%$ ,  $TiO_2 = 0,27\%$ ,  $Al_2O_3 = 6,96\%$ ,  $Fe_2O_3 = 1,49\%$ ,  $FeO = 11,69\%$ ,  $MnO = 0,17\%$ ,  $MgO = 20,37\%$ ,  $CaO = 4,00\%$ ,  $Na_2O = 2,76\%$ ,  $K_2O = 0,83\%$ ,  $P_2O_5 = 0,12\%$ , п.п.п. = 1,21, сумма = 99,54%.

С Шокартасским интрузивом пространственно связана зона оруденения, представляющая собой маломощную кору выветривания по пироксенитам и слеженная вторичными медно-никелевыми минералами. В практическом отношении оруденение интереса не представляет.

2. Габброиды чарского типа (Д-С<sub>1</sub>?) известны только в одноименном офиолитовом поясе. Часть из них представляет собой бескорневые глыбы и обломки размером до первых десятков метров, которые участвуют в строении серпентинитового меланжа и составляют габброидную часть офиолитового комплекса. Такие глыбы пространственно обычно ассоциируют с включениями безгранатовых плагноклазовых амфиболитов и офиолитовых плагногранитоидов. Наряду с ними отмечаются крупные выходы габброидов, пространственно сопряженных с диоритами, тоналитами и дайками кислого состава. Они также не образуют самостоятельных массивов и представляют собой блоки, разделенные серпентинитовым меланжем. Вероятно, эти габброиды также принадлежат офиолитовому комплексу, но представляют собой более крупные и менее дезинтегрированные массивы. Возраст габброидов геологическими данными строго не обоснован. Наиболее вероятно, что формирование их происходило в период закрытия рифтовой зоны в условиях надвиговых движений. Время закрытия Чарской рифтовой зоны по возрасту олистостромы опреде-

ляется в интервале виле-намур. По особенностям химического состава габброиды чарского типа и сопряженные с ними тоналитовые породы не сопоставляются ни с одним из верхнепалеозойских интрузивных комплексов, но имеют много общего с нижнекаменноугольным саурским габбро-диорит-тоналитовым комплексом.

Наиболее крупные выходы габбро-диоритов и диоритов известны севернее пос. Николаевка, где они образуют разобщенные тела среди серпентинитов, вулканогенных и терригенных пород нижнего палеозоя и нижнего карбона. Контакты их с вмещающими породами тектонические. Текстура пород гнейсовидная, реже массивная. Широко проявлена наложенная амфиболитизация.

Минеральный состав габбро и габбро-диоритов: плагиоклаз (40-50%), бронзит (20-30%), клинопироксен (10-15%), бурая роговая обманка (10-15%), апатит (1-2%), рудные минералы (2-3%). Микроструктура габбровая. Плагиоклаз по составу отвечает лабрадору (55-60% An), иногда слабо зонален. Бронзит ( $N_{\text{G}}=1,702$ ,  $2V_{\text{Np}} = 70-72^{\circ}$ ) образует идиоморфные призматические кристаллы. Клинопироксен ( $N_{\text{G}} = 1,707$ ,  $2V_{\text{Ng}} = 56^{\circ}$ , с:  $N_{\text{G}} = 35-40^{\circ}$ ) представлен бесцветными короткопризматическими кристаллами. Бурый амфибол реакционно замещает ромбический и моноклинный пироксены.

Диориты сложены плагиоклазом (50-60%), роговой обманкой (20-25%), калишпатом (5-10%), кварцем (5-10%), рудными минералами (1-3%). В роговой обманке сохраняется реликтовый клинопироксен. Микроструктура гипидиоморфнозернистая. Плагиоклаз имеет состав олигоклаз-андезина (28-30% An). Желто-зеленая роговая обманка ( $N_{\text{G}} = 1,655$ ,  $2V_{\text{Np}} = 87^{\circ}$ ) слагает грубопризматический каркас, промежутки в котором выполнены плагиоклазом. Из вторичных минералов отмечаются хлорит и пренит ( $N_{\text{p}} = 1,638$ ,  $2V_{\text{Ng}} = 63^{\circ}$ ).

По вещественному составу (см. табл. 1,2) габброиды чарского типа имеют лейкобазитовый уклон ( $b' = 21,13 \pm 2,97$ )<sup>ж</sup> при умеренно низкой щелочности ( $a = 8,25 \pm 0,47$ ), а диоритоиды - лейкобазитовый ( $b' = 14,84 \pm 0,46$ ) и субщелочной ( $a = 13,46 \pm 1,67$ ) уклоны. К общим особенностям химического состава относятся пониженная железистость и низкая титанистость ( $\text{TiO}_2 < 0,75\%$  в

<sup>ж</sup> Оценка среднего при 95%-ном доверительном интервале.

Таблица I

Петрохимические статистики базитов  
западной части Зейганской складчатой системы

Петро- хим. пока- затели	Чарский тип, габброиды N = 4		Чарский тип, диоритоиды N = 7		Саурский тип, габброиды N = 59		Саурский тип, диоритоиды N = 45		Аргимбайск. тип, габброиды N = 54		Макутоцкий тип, габброиды N = 46	
	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s	$\bar{X}$	s
$SiO_2$	50,39	2,62	59,46	0,90	47,98	3,89	58,27	2,42	53,56	3,70	51,28	3,54
$TiO_2$	0,46	0,29	0,51	0,09	0,84	0,33	0,63	0,19	1,38	0,41	1,70	0,62
$Al_2O_3$	17,82	1,89	16,79	0,53	19,94	2,67	18,13	1,45	16,78	0,82	16,70	1,98
$Fe_2O_3$	1,08	0,27	0,71	0,35	3,85	1,31	2,51	0,76	3,59	1,09	2,66	1,85
$FeO$	5,92	2,15	3,91	0,56	6,03	1,39	4,08	1,07	4,82	1,34	7,41	1,94
$MnO$	0,14	0,03	0,10	0,02	0,14	0,05	0,11	0,05	0,13	0,03	0,16	0,04
$MgO$	6,41	2,33	4,78	0,66	5,48	1,68	3,09	1,09	3,99	1,57	6,44	2,72
$CaO$	8,62	0,56	5,68	0,73	10,50	2,15	5,79	1,16	5,60	1,77	7,05	1,25
$Na_2O$	2,80	0,50	5,07	1,29	2,80	0,88	4,15	0,79	4,68	0,98	3,57	0,65
$K_2O$	1,06	0,71	1,71	0,61	0,63	0,41	1,77	1,18	1,56	0,79	1,40	0,60
п.п.п.	2,18	1,27	0,85	0,51	1,41	1,04	1,14	0,72	3,16	1,33	0,71	0,56
$P_2O_5$	0,08	0,05	0,08	0,02	0,14	0,11	0,17	0,10	0,50	0,23	0,38	0,40
в	8,25	0,72	13,46	2,22	7,52	2,33	12,03	2,63	13,04	2,49	10,03	2,02
с	8,71	1,76	4,40	1,30	10,57	3,20	6,28	1,33	5,02	1,60	6,36	1,73
$b^1(b)$	21,13	4,22	14,84	0,58	22,84	5,12	12,65	3,07	17,20	4,53	22,96	5,83
$r^1$	33,23	6,16	29,50	4,80	43,40	6,97	49,13	8,60	47,65	8,53	42,79	8,31
$m^1$	53,07	7,41	53,87	6,01	42,85	6,75	40,67	7,42	38,94	10,23	47,09	11,32
$n$	80,31	13,75	80,93	9,02	87,80	9,12	79,18	9,12	82,21	7,47	79,90	6,39
$\varphi$	4,81	1,45	4,06	1,97	15,63	4,63	17,22	4,87	19,40	9,51	10,27	5,93
$q$	-1,41	7,55	3,29	5,80	-7,58	5,91	6,96	7,09	-2,18	6,52	-5,15	5,68
$F$	37,99	5,20	34,83	4,96	49,92	7,27	54,18	8,24	54,93	10,47	47,55	10,66

4

Примечание.  $\bar{X}$  - среднее арифметическое;  $s$  - среднее квадратичное отклонение;  $SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO$  и т.п. - весовые содержания окислов;  $a, c, b^1(b), m^1, r, n, \varphi, q$  - числовые характеристики по А.Н.Заварицкому.

Таблица 2

Распределение базитов по меланократовости ( $b'(b)$ ), железистости ( $F$ ), натриевости ( $n$ ), глиноземистости ( $Al_2O_3$ ) и титанистости ( $TiO_2$ ).

Типы габброидов	Численность выборки	Численность выборки и 95%-ные доверительные интервалы доли пород (в %) с содержанием:				
		$b'(b) > 25$	$F > 50$	$n > 75$	$Al_2O_3 > 17,0$	$TiO_2 > 0,75$
1. Чарский, габброиды ( $D-C_1$ )	4	0(0-60)	0(0-60)	2(7-93)	2(7-93)	I(I-8I)
2. Чарский, диоритоиды ( $D-C_1?$ )	7	0(0-4I)	0(0-4I)	5(29-96)	3(10-82)	0(0-4I)
I-2. Чарский, объединен. ( $D-C_1?$ )	II	0(0-29)	0(0-29)	7(3I-89)	5(I7-77)	I(0-4I)
3. Саурский, габброиды ( $C_{1n}$ )	59	18(I9-44)	33(38-66)	59(94-100)	52(76-95)	32(42-67)
4. Саурский, диоритоиды ( $C_{1n}$ )	45	0(0-8)	36(66-90)	33(57-85)	35(63-89)	II(I2-38)
3-4. Саурский, объединен. ( $C_{1n}$ )	104	18(II-27)	69(50-70)	92(80-94)	87(69-90)	43(36-58)
5. Аргимбайский, базиты ( $C_{2-3}$ )	54	2(5-13)	39(58-83)	46(72-93)	24(3I-59)	48(77-96)
6. Максутский, базиты ( $C_{2-3}$ )	46	2I(30-6I)	18(25-55)	35(6I-87)	17(23-52)	45(89-100)
5-6. Объединен. базиты аргимбайского и максутского типов ( $C_{2-3}$ ).	100	23(I4-3I)	57(45-66)	8I(72-88)	4I(30-5I)	93(86-97)

Примечание. I. Границы содержаний  $b'(b)$ ,  $F$ ,  $n$ ,  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$ , по которым оцениваются петрохимические уклоны, взяты из (6).

2. Оценки долей альтернативного распределения при 95%-ном доверительном интервале взяты из (I).

59-100% случаях). Отметим, что диоритоиды в 5 анализах из 7 имеют повышенную натриевость ( $n > 75$ ).

Габброиды саурского комплекса ( $C_{Iп}$ ) входят в состав одноименной габбро-диорит-тонатолитовой серии (4). Интрузивы саурского комплекса размещаются в герцинских структурах Зайсанской системы и в её юго-западном каледонском обрамлении. Базиты саурского комплекса включают габбро, габбро-нориты, оливиновые габбро, амфиболовые габбро, а также горнблендиты, габбро-диориты, диориты и кварцсодержащие диориты. Как правило, они образуют сложные массивы с тесным пространственным переплетением вышеперечисленных пород. Отмечается контроль региональными разрывными нарушениями северо-западного простирания, не проявлена связь с верхнепалеозойскими наложенными структурами, характерная для более поздних габброидов аргимбайского и максутского типов. К важным диагностическим признакам саурского типа относятся их гнейсовидность, особенно отчетливо проявленная в диоритах и габбро-диоритах, и постмагматическая амфиболизация, которая накладывается на габброиды и вмещающие породы и приводит к образованию широких ореолов амфиболсодержащих метасоматических пород, вплоть до мономинеральных горнблендитов.

Оливиновые габбро и габбро-нориты являются наиболее древними образованиями комплекса и слагают ксенолиты и крупные останцы в более молодых габброидах. Оливиновые габбро сложены форстеритом (30-35%), клинопироксеном (25-30%),  $N_g = 1,710$ , битовнитом (40%), 86% An. В габбро-норитах отмечаются лабрадор (57-60%), 50 An, клинопироксен (20-25%),  $N_p = 1,692$ ,  $2V_{N_g} = 50^0$ , гиперстен (10-12%),  $N_g = 1,710$ ,  $2V_{N_p} = 56-60^0$ , буро-зеленая роговая обманка (3%), магнетит (5-7%), апатит (менее 1%).

Габбро и амфиболовые габбро образуют взаимопереходы с расплывчатыми контактами. Они состоят из лабрадора (52-68%), 55-75% An, клинопироксена (20-25%),  $N_g = 1,705-1,710$ ,  $2V_{N_g} = 40^0$  и замещающей его роговой обманки (10-30%),  $N_g = 1,690$ .

Диориты и кварцсодержащие диориты интенсивно катаклазированы и разгнейсены, что позволяет легко отличать их от других типов базитов. Они сложены зональным андезитом (40-60%), 48-22% An, буро-зеленой роговой обманкой (15-45%),  $N_g = 1,680-1,695$  и клинопироксеном ( $N_g = 1,695$ ), который встречается исключительно как реликтовый минерал. К этому главному парагенезису добавля-

ется в различных массивах калишпат (4-6%), биотит (1-3%), кварц (3-5%).

По химическому составу (табл. 1,2) саурский комплекс гетерогенен и отчетливо разбивается на две группы пород: габброиды, включающие оливиновые габбро, габбро-нориты, габбро, габбро-диориты и диоритоиды. Для их различения построена дискриминантная функция:  $D(x) = -0,018 SiO_2 + 0,007 TiO_2 - 0,007 Al_2O_3 - 0,007 Fe_2O_3 - 0,007 FeO + 0,101 MnO + 0,007 MgO + 0,017 CaO + 0,017 Na_2O - 0,005 K_2O + 0,964$ , позволяющая для целей диагностики использовать единичные химические анализы. Если  $D(x) < 0$ , то анализ относится к диоритоидам, если  $D(x) > 0$ , - к габброидам. Эмпирическая ошибка неправильной классификации равна 3,8%. Обе выделенные группы характеризуются лейкобазитовым уклоном (см. табл. 2) с умеренно низкой щелочностью ( $a = 7,52 \pm 1,85$ ) для габброидов и субщелочным уклоном ( $a = 12,03 \pm 1,85$ ) для диоритоидов. Габброиды характеризуются также высокой натровостью (94-100% анализов в выборке имеют  $n > 75$ ) и высокой глиноземистостью (в 76-95% случаях  $Al_2O_3 > 17\%$ ). Диоритоиды близки к ним по соотношению щелочей и глиноземистости, но имеют повышенную железистость и весьма низкую титанистость (см. табл. 2).

4-5. Верхнепалеозойские габброиды (аргимбайский и макутский комплексы  $C_{2-3}$ ) входят в состав гетерогенной вулcano-плутонической габбро-граносиенит-гранитной (базальт-дацит-липаритовой) серия, характеризующейся определенными ареальными особенностями. В Сиректасском, Коконьском и Ордатаоском ареалах проявлена неполная существенно гранитоидная, кали-натровая интрузивная серия (салдырминская), в Аргимбайском и Петропавловском ареалах - неполная существенно базитовая серия (аргимбайская), в Тастауском и Преображенском ареалах - полная габбро-граносиенит-гранитная калинатровая серия (Тастауская)

В строении аргимбайского комплекса участвуют габбро-диабазы, габбро-диориты, диабазовые порфириды, пространственно сопряженные с ареалами развития базальтового вулканизма  $C_{2-3}$ . В строении макутского комплекса - оливиновые габбро-диабазы, габбро-нориты, габбро-диориты, локализованные как в ареалах развития базитов аргимбайского типа, так и внутри более молодых вулcano-плутонических гранитоидных структур  $C_3$ . Прямые возраст-

ные взаимоотношения габброидов обоих типов наблюдались в Петропавловском ареале, где линейное тело габбро-диабазов максутского типа интрузирует дайку диабазов аргимбайского типа.

Базиты аргимбайского типа слагают линейные тела и удлиненные массивы, которые на выклинивании сменяются роями даек. Интрузивы и дайки располагаются преимущественно ниже стратиграфического уровня комагматичных с ними базальтов, однако отдельные тела прорывают нижние горизонты базальтоидной толщи.

Выделяются четыре ареала развития аргимбайских габброидов: Коконьский, Ордатасский, Петропавловский и Аргимбайский. Из них только в Аргимбайском и Петропавловском ареалах отмечаются относительно крупные массивы площадью до 20-50 км<sup>2</sup>. В остальных ареалах преимущественным развитием пользуются дайки и небольшие линейные тела мощностью до первых десятков метров и протяженностью до 1,5-2 км.

Габброиды аргимбайского типа в главном объеме представлены габбро-диабазами и субщелочными габбро. Их состав: плагиоклаз (50-70%), клинопироксен (20-25%), бурая роговая обманка (2-7%), биотит (0-5%), калиевый полевой шпат (0-5%), магнетит, ильменит, апатит. Микроструктуры габбровые, офитовые, пойкилоофитовые и диабазовые.

Плагиоклаз слабо зонален и имеет состав андезина (40-50% An). Клинопироксен ( $N_g = 1,718$ ,  $2V_{Nq} \approx 56-66^\circ$ , с:  $N_g = 40-53^\circ$ ) по химическому составу отвечает sobretudo салитам авгитового ряда, имеющими повышенную глиноземистость. Бурая роговая обманка ( $N_g = 1,682$ , с:  $N_g = 19-20^\circ$ ) образует самостоятельные зерна и каймы вокруг клинопироксена. Биотит ( $N_g = 1,627$ ) присутствует практически повсеместно и является характерным минералом этих габброидов.

Особенностью габброидов этого типа является постоянное сонахождение их с субщелочными габбро-эссекситами и плагиосиенитами. Плагиосиениты образуют жилы в габброидных интрузивах мощностью до первых сантиметров и очень редко — единичные дайкообразные тела мощностью до 20 м. Габбро-эссекситы слагают широкобразные тела среди габброидов, контактовые зоны вокруг плагиосиенитовых жил, пересекающих габбро-диабазы, реже жилы.

Габброиды максутского комплекса в региональном плане также контролируются базальтоидными вулканическими поясами, но в от-

личие от габброидов аргимбайского типа локализованы как в ареалах развития базитов аргимбайского типа, так и внутри вулканоплутонических структур салдырминского и тастауского гранитоидных комплексов. Известно шесть проявлений габброидов максутского типа. Это — массивы Максутский, Буконьский, северный и южный Койтас, группа Петропавловских интрузивов, а также небольшие тела и ореолы останцов в Коконьском, Преображенском и Тастауском гранитоидных массивах (рис. 1).

Главной петрографической разностью во всех массивах максутского комплекса являются оливиновые габбро-диабазы и оливиновые габбро-нориты. В Преображенском массиве, кроме того, отмечаются габбро-диориты, а в Максутском — плагиоклазовые перидотиты. Рассмотрим отдельно петрографию габбрового массива Максут, представляющего особый интерес благодаря одноименному медно-никелевому месторождению, пространственно и генетически связанному с ним (3). В формировании Максутского массива участвуют три интрузивные фазы.

Оливиновые габбро-диабазы (1 фаза) — равномернозернистые черные породы, сложенные зональным плагиоклазом (60–78%), 55–35% An, оливином (5–20%),  $N_g = 1,765-1,768$ ,  $2V_{Ng} = 78-82^\circ$ ,  $f = 48-52\%$ , клинопироксеном (5–12%),  $N_g = 1,710-1,722$ ,  $2V_{Ng} = 42-48^\circ$ , c:  $N_g = 42-52^\circ$ ,  $f = 31,4\%$ , биотитом (3–4%),  $N_g = 1,640-1,660$ , амфиболом (менее 1%), гиперстеном (менее 1%), калиевым полевым шпатом, магнетитом, ильменитом и апатитом. Микроструктура субофитовая.

Лейкократовые габбро-нориты (2 фаза) — крупнозернистые породы, сложенные лабрадором (60–75%), 62–48% An, гиперстеном (5–10%),  $N_g = 1,696$ ,  $f = 23,0\%$ , роговой обманкой (10–20%),  $N_g = 1,683$ ,  $2V_{Ng} = 73^\circ$ , биотитом (2–5%),  $N_g = 1,683$ ,  $f = 29-34\%$ , клинопироксеном (менее 1%), апатитом, цирконом, бадделлитом, ильменитом и магнетитом. Микроструктура габбровая, участками габбро-офитовая.

Третья фаза представлена плагиоклазовыми перидотитами и мезократовыми оливиновыми норитами. Плагиоклазовые перидотиты сложены плагиоклазом (18–23%), 72–67% An, оливином (55–60%),  $N_g = 1,698-1,708$ ,  $f = 15-20\%$ , гиперстеном (10–15%),  $N_g = 1,681-1,690$ ,  $f = 14-20\%$ , клинопироксеном (1–3%),  $N_g = 1,706-1,712$ ,

коричнево-красной роговой обманкой (2-4%),  $2V_{Ng} = 48-80^0$ ,  $c:Ng = 12-14^0$ , биотитом (2-4%),  $Ng = 1,600-1,615$  и титаномagnetитом (1-2%). Мезократовые оливиновые нориты сложены лабрадором (53-68%), 65-56 An, оливином (18-23%),  $Ng = 1,702-1,706$ ,  $f = 16-19\%$ , гиперстеном (13-18%),  $Ng = 1,690$ ,  $f = 20-22\%$ , коричнево-красной роговой обманкой (3-4%),  $Ng = 1,680-1,682$ , биотитом (3-5%), титаномagnetитом (2%). Встречаются единичные зерна клинопироксена.

Рудная вкрапленность (пирротин, халькопирит, пентландит) характерна для габброидов всех трех фаз, однако максимальные концентрации медно-никелевых минералов (до 2-5% и выше) отмечаются в габбро-диабазе первой фазы.

Для других массивов максутского типа приведена обобщенная петрографическая характеристика габброидов.

Оливиновые габбро-диабазы сложены зональным плагиоклазом (57-67%), 65-57-18% An, оливином ( $f = 40-45\%$ ), содержание которого в различных массивах варьирует от 3-4% до 10-15%, клинопироксеном (13-17%),  $f = 35-40\%$ , иногда гиперстеном (5-10%),  $f = 35-40\%$ , роговой обманкой (1-5%), и биотитом (7-16%), железистость которого резко варьирует от массива к массиву.

Габбро-нориты сложены плагиоклазом (50-70%), 60-45% An, оливином (2-8%),  $Ng = 1,723-1,730$ , клинопироксеном (5-15%),  $Ng = 1,714$ , а также роговой обманкой (2-12%) и биотитом (4-10%).

Габбро-диориты, известные только в Преображенском массиве, сложены зональным плагиоклазом (57-68%), 44-22% An, клинопироксеном (1-5%),  $Ng = 1,714$ , гиперстеном (1-2%),  $Ng = 1,730$ , роговой обманкой (10-20%) и биотитом (8-12%).

По петрохимическим особенностям (табл. 1, 2) габброиды аргимбайского и максутского типов имеют лейкобазитовый ( $b^0 < 25$ ) и субщелочной (соответственно  $a = 13,04 \pm 2,01$  и  $a = 10,03 \pm 1,57$ ) уклоны. К общим признакам необходимо также отнести натровое соотношение щелочей и умеренно высокую титанистость. Однако по ряду петрохимических признаков базиты этих двух типов значительно отличимы при 95%-ном доверительном уровне: содержания  $SiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $Na_2O$  выше в габброидах максутского типа, а  $TiO_2$ ,  $FeO$ ,  $MnO$ ,  $CaO$  выше в габброидах аргимбайского типа. Для их различия также построена дискриминантная функция (см. табл. 3), позволяю-

щая классифицировать интрузивы по единичным химическим анализам.

Проведенное исследование позволило сформулировать главные диагностические признаки выделенных типов габброидов западной части Зайсанской складчатой системы (см. табл. 3), среди которых к потенциально рудоносным относится только максутский тип. Аргимбайский тип габброидов, в отличие от максутского, имеет магнетит-ильменитовую акцессорную специализацию и в отношении медно-никелевого оруденения интереса не представляет.

Шокпартаесский тип габброидов, несмотря на имеющиеся признаки медно-никелевого оруденения, не перспективен ввиду крайне ограниченного развития в данном регионе.

Саурский и чарский типы габброидов, учитывая их состав, приближающийся к составу офиодитовых габброидов, отсутствие признаков расслоения и медно-никелевой минерализации даже в акцессорной форме, а также резкое отличие от известных рудоносных габбровых интрузий как в изученном, так и в других регионах, по-видимому, являются бесперспективными на медно-никелевое оруденение.

#### Литература

1. БОЛЬШЕВ Л.Н., СМИРНОВ Н.В. Таблицы математической статистики, М., "Наука", 1965, 464 с.
2. ЕРМОЛОВ П.В., ТЯН В.Д., ЕРМОЛЕНКО А.Е. Аргимбайский щелочно-габброидный комплекс Жарминского района. - В кн.: Вопросы геологии и металлогении Зайсанской складчатой области. Алма-Ата, "Наука", 1973, с. 70-78.
3. ЕРМОЛОВ П.В., ВЛАДИМИРОВ А.Г., ИЗОХ А.Э. Петрология габбрового массива Максут. - "Геология и геофизика", 1976, № 8, с. 57-67.
4. ЕРМОЛОВ П.В., ИЗОХ Э.П., ПОНОМАРЕВА А.П., ТЯН В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск, "Наука", 1977, 245 с.
5. КОЗЛОВ Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. На примере Кольского полуострова. Л., "Наука", 1973, 288 с.

Таблица 3  
Диагностические признаки главных типов габброидов западной части Зайсанской системы

Типы габброидов:	Шокпартасовский (р6т)	Чарокский (D-C,7)	Саурский (C <sub>1n</sub> )	Аргимбайский (C <sub>2-3</sub> )	Макоутский (C <sub>2-3</sub> )
Структурный контроль:	Выступы кристаллического фундамента	Офиолитовые пояса	Интрузивные пояса в зонах региональных разломов северо-западного простирания	Ареалы развития верхнепалеозойского базальтоидного магматизма	Ареалы развития верхнепалеозойского базальтоидного магматизма и вулканоплаутонические центры гранитоидного магматизма
Текстура пород:	Массивная, гнейсовидная	Массивная, катакlastическая	Гнейсовидная, массивная	Массивная	Массивная
Главный породообразующий минеральный парагенезис:	Рп+Мп <sup>±</sup> Пл <sup>±</sup> Амф	Пл + Мп + Амф	Пл+Мп+Рп+Амф <sup>±</sup> Ол	Пл+Мп+Амф <sup>±</sup> Кв <sup>±</sup> +Кш <sub>2</sub> Бк	Пл+Ол+Мп+Рп+Амф <sup>±</sup> +Кв <sub>1</sub> Кш
Характерный акцессорный минеральный парагенезис:	ХП+Пир+Шп	МГ+Ил	МГ +Ил	Ап+Ил+Бад	Ап+Пир+ХП+Пентл+Бад
Резко выраженные постмагматические изменения:	Амфиболитизация	Родингитизация	Амфиболитизация	-	-
Петрохимические особенности:	?	Известковистые, низкотитанистые, мадожеизвестные	Известковистые, высокоглинозистые, низкотитанистые, мадожеизвестные, высококислотные	Щелочные, высококислотные	Щелочные, высококислотные
Дискриминантные функции, позволяющие классифицировать габброидные интрузивы различных типов по особенностям химизма:	Петрохимические выборки не представительны для построения дискриминантных функций.		Саурский тип (C <sub>1n</sub> ) - аргимбайский и макоутский типы (C <sub>2-3</sub> ) объединены. $D(x) = -0,002 SiO_2 + 0,05 TiO_2 - 0,001 Al_2O_3 - 0,024 CaO - 0,007 K_2O - 0,003 K_2O + 0,289$ ; Если $D(x) < 0$ то анализ относится к саурскому типу габброидов, если $D(x) > 0$ , то к объединенным габброидом аргимбайского и макоутского типов. Эмпирическая ошибка неправильной классификации 4,2%.		
				Аргимбайский - Макоутский $D(x) = -0,028 SiO_2 - 0,04 TiO_2 - 0,04 Al_2O_3 - 0,017 FeO - 0,051 FeO + 0,167 MnO - 0,033 MgO + 20,022 CaO + 0,006 Na_2O - 0,025 K_2O + 1,289$ . Если $D(x) < 0$ , то анализ относится к габброидам макоутского типа; если $D(x) > 0$ , то - к габброидам аргимбайского типа. Эмпирическая ошибка неправильной классификации 4,0%.	

**Примечания:** в таблице приведены сокращенные названия минералов: Рп - ромбический пироксен, Мп - моноклиновый пироксен, Пл - плагиоклаз, Амф - амфибол, Ол - оливин, Кв - кварц, Кш - калашпат, Бк - биотит, ХП - халькопирит, Пир - пирротин, Шп - шпинель, МГ - магнетит, Ил - ильменит, Ап - апатит, Бад - бадалейт, Пентл - пентландит.

6. КУЗНЕЦОВ Д.А., БЕЛОУСОВ А.Ф., ПОЛЯКОВ Г.В. Систематика магматических формаций по составу. — "Геология и геофизика", 1976, № 5, с. 3-19.

7. УЭЙДЖЕР Л., БРАУН Г. Расслоенные изверженные породы. М., "Мир", 1973, 552 с.

В.И. Богнибов, А.П. Кривенко, Т.Р. Вицина,  
П.А. Балыкин

АПАТИТОНОСНОСТЬ  
КОГТАХСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-МОНЦОНИТОВОГО КОМПЛЕКСА  
В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ

Среди различных типов габброидных интрузивов Алтае-Саянской области относительно высокие содержания фосфора характерны только для базитов сиенит-габбровой и габбро-диорит-монцонитовой ассоциаций (рис. 1). Наиболее интересными с точки зрения поисковых перспектив являются массивы габбро-диорит-монцонитовой ассоциации, представленной в рассматриваемом регионе когтахским комплексом. В составе комплекса выделяются породы двух групп: ранние меланократовые габброиды и более поздние легко-базиты повышенной щелочности (диорит-монцониты, эссекситы, авгит-биотитовые диориты). Характеристика когтахского комплекса или отдельных, входящих в его состав интрузивов, содержится в работах С.Л.Халфина (9), В.Н.Довгала (4), Г.В.Полякова и др. (8), А.П.Кривенко и др. (5,6), П.А.Балыкина (2).

Размещение массивов когтахского комплекса в пределах Батеневской зоны восточного склона Кузнечского Алатау показано на рис. 2. Массивы обнаруживают вариации по составу, что позволило выделить несколько ареалов, в пределах каждого из которых развиты однотипные интрузивы. Когтахский ареал представлен собственно Когтахским массивом, для которого характерна ассоциация меланократовых эвкритовых габбро с недосыщенными кремнекислотой

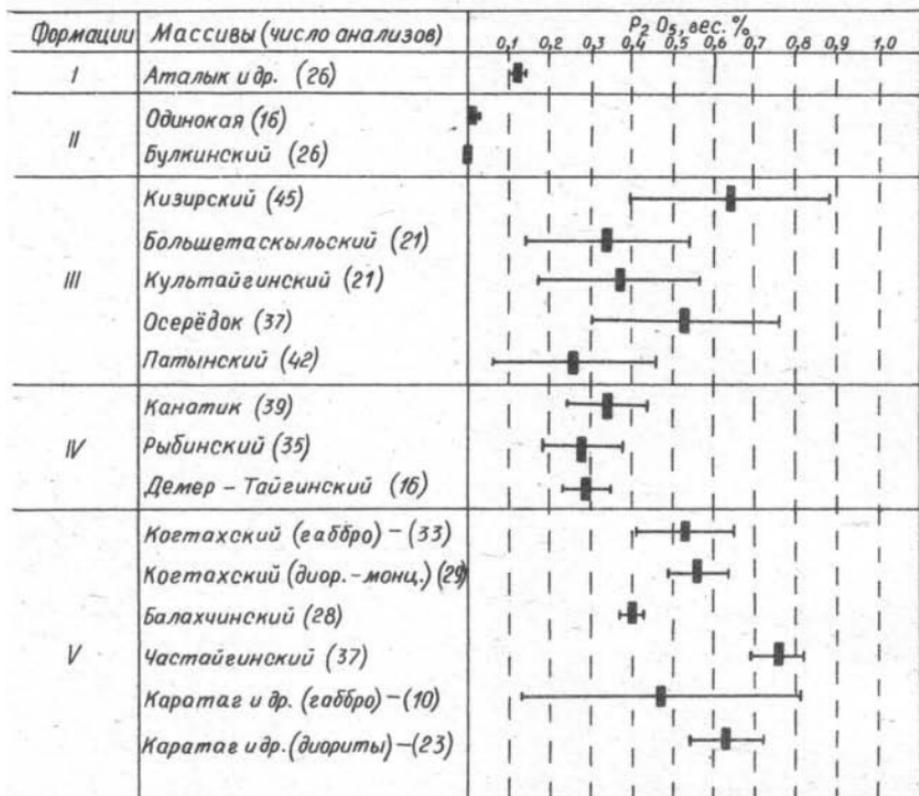


Рис. 1. Средние содержания и 95% доверительные интервалы  $P_2O_5$  в габброидах различных формаций: I - дунит-пироксенит-габбровая (массивы Аталык, Лысогорский, Шаман); II - троктолит-лейкогаббровая; III - сиенит-габбровая; IV - габбро-норитовая; V - габбро-диорит-монцонитовая.

оливин-авгит-биотитовыми диорит-монцонитами. Балахчинский ареал включает ряд массивов (Балахчинский, Солгонский, Базановский, Кашпарский и другие), преобладающими породами в которых являются биотит-двупироксеновые диорит-монцониты. От диорит-монцонитов Когтахского массива эти породы отличаются большей насыщенностью кремнекислотой (табл. I). Не случайно в массивах Ба-

лахчинского ареала появляются кварц-содержащие разности диорит-монцонитов и совершенно отсутствуют породы с оливином.

Меланократовые габброиды первой фазы в пределах Балахчинского ареала развиты ограничено. Упомянутые два ареала массивов когтахского комплекса имеют некоторые особенности, а именно: широкое развитие диорит-монцонитов, т.е. пород, характеризующихся парагенезисом андезина и ортоклаза, взаимоотношения которых обуславливают монцонитоидную структуру. Оба ареала занимают северо-западную часть Батеневской зоны.

В центре Батеневской зоны расположен крупный Уйбатский ареал массивов когтахского комплекса. Породы первой фазы в этом ареале представлены главным образом меланократовыми роговообманковыми габбро, в меньшей степени меланократовыми оливиновыми габбро, габбро-перидотитами. Среди лейко-базитов преобладают биотит-авгитовые диориты, часто с оливином, оливин-авгитовые эссекситы, в меньшем количестве присутствуют авгитовые диорит-монцониты. В Уйбатский ареал входят Частайгинский массив и несколько более мелких интрузивных тел в басс. реки Бискаджи, крупные, но плохо изученные массивы в верховьях рек Уйбата и Теренсу, Сартыгхойская дайкообразная интрузия и ряд мелких тел, сохранившихся в виде останцов среди гранитоидов северной части Уйбатского плутона (рис. 2).

В юго-восточной части Батеневской зоны обособляется Буланкульский ареал мелких интрузивных тел когтахского комплекса. Породы первой фазы здесь, как и в Уйбатском ареале, представлены преимущественно меланократовыми роговообманковыми габбро. Преобладающая лейко-базитовая часть комплекса имеет состав авгит-биотитовых и оливин-авгит-биотитовых диоритов и эссекситов. Общим для когтахского комплекса является его двухфазное строение, резко меланократовый состав габброидов, сформировавшихся в первую фазу, количественное преобладание лейко-базитов второй фазы, их более высокая щелочность и малость в сравнении с другими габброидами Алтае-Саянской области. Лейко-базиты Уйбатского и Буланкульского ареалов являются более натровыми, чем соответствующие породы северо-западных ареалов распространения когтахского комплекса.

Содержание фосфора в массивах из разных ареалов различно.

Таблица I

Химический состав габброидных пород некоторых массивов  
когдахского комплекса

I (n = 28)		2 (n = 33)		3 (n = 29)		4 (n = 37)		5 (n = 10)		6 (n = 23)		
$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	
SiO <sub>2</sub>	54,88	2,82	43,45	2,94	52,39	2,29	50,40	2,68	44,91	3,72	52,11	2,69
TiO <sub>2</sub>	1,11	0,14	1,48	0,44	1,24	0,24	1,37	0,28	1,68	0,90	1,34	0,43
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,53	0,61	14,54	2,65	19,52	2,09	16,91	2,05	18,35	2,84	18,86	1,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,56	0,56	4,31	1,61	2,23	1,03	4,25	1,20	5,52	2,47	2,71	1,07
FeO	5,60	0,50	7,15	1,43	5,51	1,51	5,48	1,18	6,45	2,32	5,42	0,92
MnO	0,13	0,02	0,16	0,05	0,11	0,04	0,12	0,07	0,14	0,03	0,14	0,06
MgO	4,36	1,41	9,97	2,61	3,44	1,10	5,25	1,62	6,59	1,81	3,93	1,60
CaO	7,08	1,58	16,09	1,65	8,28	1,95	9,78	1,44	12,48	2,11	7,95	2,05
Na <sub>2</sub> O	3,92	0,46	0,87	0,19	3,70	0,61	3,75	0,69	2,68	0,80	4,32	0,76
K <sub>2</sub> O	2,48	0,86	0,45	0,31	3,01	1,31	1,92	0,67	0,72	0,43	2,59	1,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,40	0,08	0,53	0,44	0,56	0,21	0,76	0,21	0,47	0,55	0,63	0,23

Примечание: - число анализов, вошедших в подсчет среднего: I - Балахчинокий массив; 2-3 - Когдахский массив (2 - габбро, 3 - диорит-монциты); 4 - Частайгинский массив; 5-6 - район оз. Буланкуль (5 - габбро, 6 - диориты).

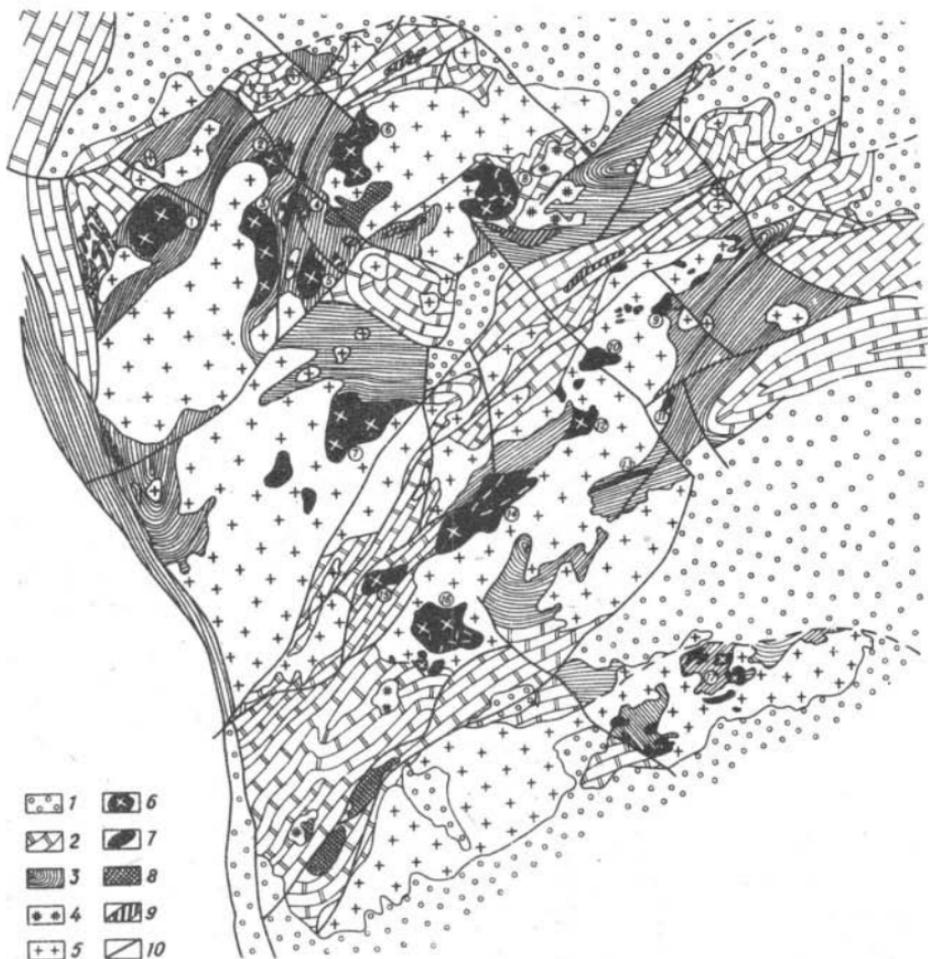


Рис. 2. Геологическая схема размещения массивов когтахского комплекса в структурах восточного склона Кузнецкого Алатау. 1 — эффузивно-осадочные образования девонских прогибов. 2 — существенно карбонатные и вулканогенно-терригенные отложения нижнего-среднего кембрия; 3 — вулканогенно-осадочные позднекембрийские отложения (в соответствии со стратиграфической схемой КГУ). 4 — среднепалеозойские (?) нордмаркиты и щелочные сиениты. 5 — раннепалеозойская гранитоидная формация; 6-7 — массивы когтахского комплекса: 6 — существенно габброидные, 7 — диоритовые и диорит-монзонитовые; 8 — габбровые массивы неясного типа; 9 — поля развития субвулканических тел габброидов (буйский, туримский и др. комплексы); 10 — разломы.

Наиболее богаты фосфором магматические породы, развитые в пределах Уйбатского ареала (см. данные по Частайгинскому массиву, рис. 1, табл. I). Не случайно, видимо, в этом районе были обнаружены проявления апатитовой минерализации, пространственно связанной с породами когтахского комплекса (3). В пределах этого ареала нами была выявлена повышенная концентрация апатита в метасоматически измененных габброидах в районе станции Ербинской. Здесь в восточном контакте Уйбатского гранитоидного плутона (на левобережье реки Бюри) прослеживается полоса метасоматических пироксен-полевоспатовых пород с останцами измененных габбро, подробно охарактеризованная в монографии Ю.А.Кузнецова и др. (7).

Останец измененных габброидов находится приблизительно в 5 км южнее станции Ербинской, размеры его 1,5x2,5 км (рис. 2). Апогаббровые метасоматиты представляют собой темно-серые породы с хорошо заметной ориентировкой минералов, видимо унаследованной от трахитоидных габбро. Внешне эти породы сильно напоминают меланократовые габбро когтахского комплекса, однако составы породообразующих минералов в них существенно отличаются от составов соответствующих минералов неизмененных габброидов. Это хорошо иллюстрирует гистограмма распределения плагиоклазов разного состава, построенная для меланократовых пород Ербинского участка (рис. 3). Только для небольшой части пород установлены кальциевые плагиоклазы, свойственные габброидам.

Неизмененные или слабо измененные г а б б р о слагают небольшой участок в верховьях дога Аешин и представляют собой останец первично-магматических пород (см. рис. 4). Плагиоклаз в них обычно свежий или слабо сосеритизированный, местами эпидотизирован, соответствует основному лабрадору (63-70%An). Клинопироксен в шлифе бесцветный, серый, иногда слабо зеленоватый. Роговая обманка окрашена в зеленый или буро-зеленый цвет, плеохроирует до светло-желтого, образует удлиненные кристаллы, обрывает и замещает клинопироксен. Рудный минерал, постоянно присутствующий в количестве 3-5%, ксеноморфен по отношению к плагиоклазу, пироксену и иногда роговой обманке. Чаще же зерна рудных минералов окружены каемками амфибола. Апатит встречается в виде мелких короткостолбчатых или изометричных кристаллов, равномерно распределенных в породе (1-3%). Количество плагио-

клаза в габброидах меняется от 60 до 18%, таким образом, здесь присутствуют как меланократовые, так и относительно лейкократовые габбро. Состав этих пород, в целом, является типичным для габброидов когтахского комплекса.

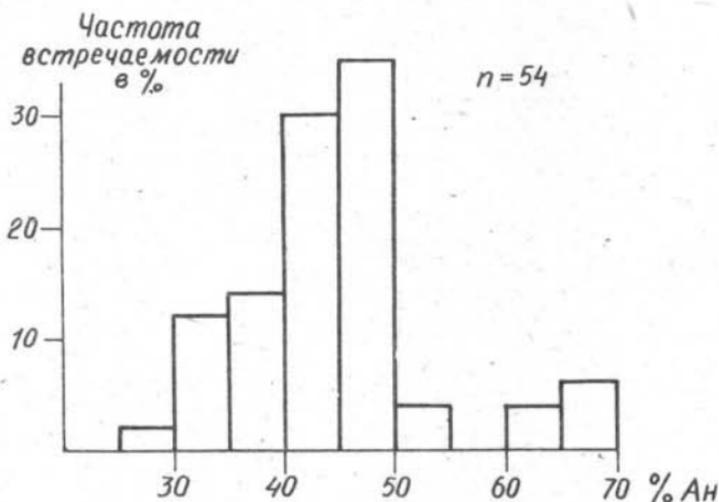


Рис. 3. Гистограмма распределения плагиоклаза разного состава в меланократовых породах Ербинского участка.

Габброиды окружены меланократовыми пироксен-амфибол-плагиоклазовыми метасоматитами, внешне почти не отличимыми от габбро. Однако плагиоклаз в этих породах повсеместно представлен андезином, а клинопироксен обладает зеленоватой окраской, характерной для салитов. Оптические свойства пироксенов ( $2V = 60^\circ$ ,  $N_p = 1,693-1700$ ;  $N_e = 1,723-1,730$ ,  $cNg = 45^\circ$ ) не отличаются от констант этого минерала из магматических пород. Химический же анализ показал (табл. 2), что зеленоватые пироксены из алогаббровых метасоматитов действительно являются салитами, то есть содержат ничтожно малое количество глинозема, в отличие от обычных авгитов из магматических габброидов. Другой особенностью состава салитов является высокое содержание кальция, не характерное для магматических пород когтахского комплекса. Пироксен и плагио-

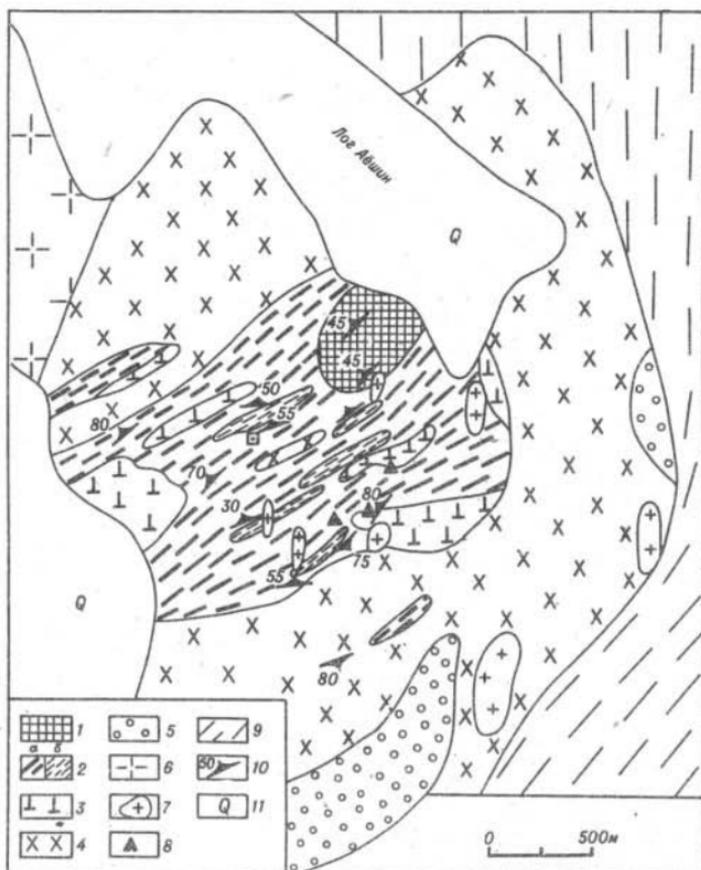


Рис. 4. Схема геологического строения Ербинского проявления апатитовой минерализации.

I - габбро; 2а - салит-амфибол-плагиоклазовые породы; 2б - меланократовые салит-плагиоклаз-амфиболовые породы; 3 - плагиоклаз-салитовые породы; 4 - лейкократовые салит-полевошпатовые породы (часто с амфиболом или биотитом, всегда с калиевым полевым шпатом или антипертитом); 5 - гранат-антипертитовые породы; 6 - граносиениты Уйбатского плутона; 7 - дайки и штоки лейкократовых гранитов, гранит-аплитов и граносиенитов; 8 - места отбора образцов с высоким содержанием апатита; 9 - позднедокембрийские мраморы, кварциты и др. породы вмещающего комплекса; 10 - полосчатость и ориентировка минералов в габбро и метасоматических породах; 11 - четвертичные отложения.

Полный квадрат с точкой внутри означает вершину с тригопунктом.

клас в метасоматитах обладают одинаковым идиоморфизмом, так что структура этих пород практически не отличима от структуры габбро. Лишь в одном случае наблюдалась жилка мелкозернистого зеленоватого салита, пересекающая кристалл плагиоклаза.

Зеленый, сильно плеохроирующий амфибол замещает салит и образует вокруг него каемки, так что по времени образования он следует за салитом. В некоторых породах встречаются крупные кристаллы амфибола и скопления его в виде пятен, к которым обычно бывают приурочены более мелкие зерна апатита, сфена и рудного минерала. Сфен — характернейший минерал салит-амфибол-плагиоклазовых метасоматитов. Обычно он образует зерна неправильной формы, часто довольно крупные, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу, пироксену и амфиболу. Нередко сфен образует сростания с пироксеном или амфиболом или ассоциирует с рудным минералом. Апатит в виде мелких изометричных зерен или короткосторончатых призматических кристаллов постоянно присутствует в салит-амфибол-плагиоклазовых породах в количестве 1–3%. Иногда встречаются сравнительно крупные изометричные кристаллы (около 5 мм) и гнездообразные скопления зерен апатита — до 1 см в поперечнике. Химическим анализом в одном образце богатой апатитом породы установлено 3,6%  $P_2O_5$  (табл. 3). Объем обогащенных апатитом пород среди салит-амфибол-плагиоклазовых метасоматитов незначительный. Они образуют пятна или линзы до 0,5 м мощности и 2–3 м протяженности.

Салит-амфибол-плагиоклазовые метасоматиты, хотя и являются в целом меланократовыми породами (среднее содержание плагиоклаза около 63%), но довольно широко варьируют по соотношению плагиоклаза и темноцветных минералов. Среди относительно лейкократовых разностей часто встречаются полосы и линзы более меланократовых пород (рис. 4), вытянутых согласно ориентировке минералов. Возможно, такая полосчатость унаследована от полосчатости дифференцированных магматических пород, но не исключено, что она возникла в процессе метасоматического преобразования габброидов. Среди меланократовых метасоматитов встречаются иногда структуры, не свойственные магматическим породам, в частности — резкий ксеноморфизм салита по отношению к амфиболу, образующему идиоморфные кристаллы. В меланократовых метасоматитах очень часто преобладающим темноцветным минералом является зеленовато-

Таблица 2

Содержания некоторых окислов в салитах  
из апогаббровых метасоматитов Ербинского участка  
и авгитах из магматических пород Когтахского плутона

№ обр.	Название породы	MgO	CaO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Метасоматиты Ербинского участка				
5014	Амфибол-салит-андезиновая порода	11,23	24,26	0,47
5018	Салит-андезиновая порода	11,96	24,74	0,37
5019	То же	11,49	23,02	0,91
5021	То же	11,57	23,69	0,47
Б-866	То же	11,69	24,62	0,40
Породы Когтахского плутона				
3543	Эвкритовое габбро	14,42	20,18	4,34
П-51	То же	14,25	19,94	4,76
П-35	Диорит-монцит	12,93	17,98	3,28
П-37	То же	13,20	18,04	3,17

Примечание. Анализы минералов из метасоматитов выполнены в Институте геологии и геофизики на микроанализаторе М-46 (Ю.Г.Лаврентьев), из пород Когтахского массива - в химической лаборатории ИГиГ (Е.Н.Жукова и П.А.Сердюкова).

бурый амфибол, и тогда такую породу следует именовать уже салит-андезин-амфиболовым метасоматитом.

Сравнительно редкой разновидностью метасоматитов Ербинского участка являются биотит-салит-андезиновые породы. Они состоят из андезина, отчетливо зеленоватого салита, буро-зеленого биотита, развивающегося по салиту, крупных ксеноморфных кристаллов сфена, апатита и рудного минерала.

С рассмотренными выше метасоматитами ассоциируют салит-плаггиоклазовые и плаггиоклаз-салитовые породы, слагающие мелкие линзы, а иногда

Таблица 3

Химический состав апогаббровых метасоматитов  
Ербинского участка

Оксиды	5255	5256	5257	Б-II48б
SiO <sub>2</sub>	41,00	49,00	51,00	46,10
TiO <sub>2</sub>	1,90	1,43	0,82	0,54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,15	15,33	4,66	10,34
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,44	4,47	2,82	1,42
FeO	7,55	4,54	5,87	3,46
MnO	0,22	0,11	0,21	0,10
MgO	6,75	4,62	10,12	5,27
CaO	16,08	11,45	20,71	21,87
Na <sub>2</sub> O	2,60	4,55	1,85	3,00
K <sub>2</sub> O	0,78	0,98	0,17	0,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	3,60	2,20	1,28	6,87
H <sub>2</sub> O <sup>2</sup>	0,30	0,20	0,20	0,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,61	0,69	0,34	0,76
F	0,30	0,13	0,05	0,18
С у м м а	99,28	99,70	100,10	100,08

Примечание. 5255 - салит-амфибол-андезиновая порода; 5256-биотит-салит-андезиновая порода; 5257, Б-II48 б - салит-андезиновые породы.

Анализы выполнены в химической лаборатории ИГиГ Е.Н. Жуковой.

и крупные участки, контуры которых не всегда согласуются с общей структурой массива, выявляемой по ориентировке минералов. Породы состоят из кислого андезина и отчетливо зеленоватого салита, по содержанию магния, кальция и алюминия идентичного пироксену из амфибол-содержащих метасоматитов (см. табл. 2).

Плагиоклаз и пироксен чаще всего обладают одинаковым идиоморфизмом, но в некоторых случаях наблюдаются салиты с правильной кристаллографической огранкой, в то время как плагиоклаз ксеноморфен. Сфен присутствует в этих породах в количестве 1-

4%, иногда до 9%. В шлифах обычно видны ромбовидные или клиновидные сечения кристаллов сфена, реже встречаются крупные зерна, ксеноморфные по отношению к плагиоклазу. Интересно, что рудный минерал (вероятно, магнетит) ксеноморфен по отношению к сфену. Таким образом, все минералы сацит-плагиоклазовых метасоматитов, включая рудный, являются новообразованными, а не реликтовыми. В небольшом количестве в этих породах встречаются густо-зеленый амфибол, изредка калиевый полевой шпат и кальцит. Апатит — постоянная составная часть этих пород, причем количество его иногда превышает 10%. Он образует крупные кристаллы или гнезда до 10 см в поперечнике. В лаборатории рентгенографии и молекулярной спектроскопии ИГиГ (Д.К.Архипенко) были исследованы инфракрасные спектры поглощения апатитов из апогаббровых метасоматитов и для сравнения — из габбро и диорит-монцонитов Когтахского массива. В апатитах из метасоматитов и когтахского габбро в области  $3400-3600\text{ см}^{-1}$  обнаружен отчетливый минимум, который интерпретируется как показатель связи F — OH в минерале. В апатитах из диорит-монцонитов такой минимум не проявлен. По набору элементов-примесей (табл. 4) апатиты из метасоматитов и когтахских габбро идентичны, но отличаются от апатита из диорит-монцонитов. Все это — дополнительный аргумент в пользу того, что метасоматиты образовались в результате преобразования габбро когтахского типа, а не диорит-монцонитов.

В табл. 3 приведены два химических анализа меланократовых плагиоклаз-сацитовых пород. Обращает на себя внимание высокое содержание СаО в этих породах, что согласуется с составом клинопироксена и присутствием таких богатых кальцием минералов, как сфен и апатит. В одном из образцов химическим анализом обнаружено 6,8%  $P_2O_5$ . Богатые апатитом разности сацит-плагиоклазовых пород образуют небольшие пятна и линзы, не имеющие четких ограничений. В осмотренных нами обнажениях наиболее крупная линза богатых апатитом пород имеет мощность около 3 м.

Меланократовые метасоматиты окружены лейкократовыми сацит-полевошпатовыми породами, которые всегда содержат калиевый полевой шпат, часто развивающийся по плагиоклазу с образованием антипертитов. Подробная характеристика этих пород и связанных с ними других петрографических разновидностей приведена в цитированной уже работе (?). Все метасоматиты прорваны дайками и што-

Таблица 4

Результаты количественного спектрального анализа апатитов из метасоматитов  
Ербинского участка и пород Когтахского массива (в вес.%)

Элемент	I	2	3	4	5	6	7	8
	5255	5253	5254	5256	5257	П-44	П-55	Кр-1683
La	0,026	0,023	0,023	0,020	0,028	0,023	0,012	0,045
Ce	0,14	0,12	0,11	0,09	0,13	0,12	0,04	0,3
Y	0,027	0,015	0,026	0,012	0,024	0,016	0,008	0,031
Yb	0,0028	0,0025	0,0025	0,0026	0,003	0,002	0,0005	0,004
Zr	0,0032	0,0021	0,0020	0,0080	0,05	0,0055	0,0021	0,5
Pb	0,0004	0,0004	0,0003	0,0003	0,0004	0,0004	0,0002	0,001
Gd	0,013	0,011	0,012	0,011	0,012	0,014	0,005	0,020
V	0,009	0,01	0,007	0,005	0,005	0,006	0,004	0,0007
Cu	0,0016	0,0004	0,0003	0,0003	0,0007	0,005	0,0008	0,0007
Ti	0,05	0,1	0,045	0,1	0,1	0,05	0,05	0,025
Ba	0,0004	0,0008	0,0003	0,0006	0,0018	0,0003	0,0005	0,0005
Sr	≥0,3	≥0,3	≥0,3	≥0,3	0,12	≥0,3	≥0,3	0,1

Примечание: Анализы выполнены в спектральной лаборатории ИГиГ СО АН СССР В.И. Симоновой. 1-5 - метасоматиты Ербинского участка, 6-7 габбро Когтахского массива, 8 - диорит-монцит Когтахского массива.

кообразными телами граносиенитов, лейкократовых гранитов и гранит-аплитов, сформировавшихся в завершающуюся фазу становления Улань-Туимского комплекса.

Концентрация фосфора в меланократовых апогабровых метасоматитах Ербинского участка достигает промышленных содержаний, объем же богатых апатитом пород в пределах обнаженной части района невелик. Существенным, однако, является то обстоятельство, что изученные нами метасоматиты обнаруживают большое сходство с "апатитовыми диоритами" Ошурковского массива в Забайкалье, представляющего собой крупное промышленное месторождение апатитового сырья (I). Общим для апогабровых метасоматитов Ербинского апатитового проявления и Ошурковских "диоритов" является относительно высокое содержание темноцветных минералов, андезиновый состав плагиоклаза, постоянное присутствие сфена наряду с апатитом и рудным минералом. Пироксены Ошурковских "диоритов", судя по большому углу оптических осей и бледно-зеленой окраске, сходны с селитами изученных нами пород. Метасоматическая природа Ошурковских "диоритов" признается большинством исследователей. Это позволяет утверждать, что на восточном склоне Кузнецкого Алатау могут быть обнаружены апатитовые месторождения Ошурковского типа. Наибольший интерес представляют не локальные зоны и жилы с высоким содержанием фосфора, а крупные участки апогабровых метасоматитов с относительно бедной вкрапленностью апатита. Перспективными в отношении апатитового сырья являются массивы когтахского комплекса, претерпевшие метасоматические изменения под влиянием более поздних гранитоидов, и в первую очередь массивы в пределах Уйбатского ареала, поскольку здесь магматические породы когтахского комплекса наиболее богаты фосфором и, к тому же, уже известны участки с высокой концентрацией апатита.

#### Литература

Г. АНДРЕЕВ Г.В., ГОРДИНЕНКО И.В., КУЗНЕЦОВ А.Н., КРАВЧЕНКО А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Бурятское книжное издательство, 1972, 156 с.

2. БАЛЫКИН П.А. Балахчинский массив двупироксеновых монцонит-диоритов и диоритов.- В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, "Наука", 1977, с. 58-80.

3. БАРАНОВА С.А., ГЕРЯ В.И., ИОНИН Г.И. Апатитоносность южной части Уйбатского плутона (Кузнецкий Алатау).- В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, Красноярск, Красноярское книж. изд-во, вып. 5, 1968, с. 172-176.

4. ДОВГАЛЬ В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1968, 204 с.

5. КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В. О двух типах ассоциаций габбро с породами повышенной щелочности в каледонидах Алтае-Саянской области.- "Геология и геофизика", 1973, № 12, с. 112-116.

6. КРИВЕНКО А.П., ПОЛЯКОВ Г.В., БОГНИБОВ В.И., БАЛЫКИН П.А. О когтахском комплексе габбро и диорит-монцонитов на восточном склоне Кузнецкого Алатау.- В кн.: Магматические формации Сибири. Новосибирск, "Наука", 1977, с. 34-39.

7. КУЗНЕЦОВ Ю.А., БОГНИБОВ В.И., ДИСТАНОВА А.Н., СЕРГЕЕВА Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М., "Наука", 1971, 352 с.

8. ПОЛЯКОВ Г.В., КРИВЕНКО А.П., ФЕДОСЕЕВ Г.С., БОГНИБОВ В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области.- В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, "наука", 1973, с. 87-111.

9. ХАЛФИН С.Л. Петрология Когтахского габбро-монцонит-сиенитового комплекса. Новосибирск, "Наука", 1965, 90 с.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ  
В ГРАНИТОИДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

Радиоактивные элементы широко вошли в практику геологических исследований (Л.В.Комлев, А.И.Тугаринов, Л.В.Таусон, А.А.Смыслов и многие другие). Во многих работах показана возможность их использования для разделения интрузивных фаз, комплексов, для выяснения природы первоначального субстрата, условий дифференциации, эволюции и кристаллизации магматических расплавов. Следующей задачей является выявление металлогенической специализации магматических пород по геохимическим и в частности по радиогеохимическим данным, выявление особенностей рудоносных магматических образований и условий их формирования.

С этой целью нами предпринято исследование радиогеохимических особенностей золотоносных гранитоидов ряда провинций страны: Енисейского края и Ленского района (складчатое докембрийское обрамление Сибирской платформы), Урала, Западного, Северного и Северо-Восточного Казахстана (Калба-Нарымская зона), Кузнецкого Алатау и Западного Узбекистана, относящихся к палеозойским складчатым сооружениям Центральной части Евразии. В каждом из этих регионов на различном удалении от золоторудных месторождений наблюдаются проявления гранитоидного магматизма (25).

Гранитоиды и золоторудная минерализация в названных регионах приурочены к одним и тем же структурам глубинных разломов, имеющим линейный (поясевой) характер. По ряду признаков между отдельными типами гранитоидов и золоторудной минерализацией существует связь. Так, по геологическим данным и абсолютным возрастам устанавливается синхронность интрузий и золотого оруденения. Многие золоторудные месторождения залегают в интрузивах и дайках, тяготея к тем или иным их разновидностям. Во многих случаях отмечается повышенная золотоносность интрузивных пород и связанных с ними продуктов постмагматической деятельности, наличие повышенных концентраций золота в контактовых ореолах. Наконец, имеются многочисленные данные о зональности золоторудной минерализации относительно интрузивных образований.

Геологические, петрографические и петрохимические особен-

ности золотоносных гранитоидов обнаруживают определенную устойчивость в различных золотоносных областях. Как отмечает ряд исследователей (25,7 и др.), они относятся к габбро-диорит-гранодиоритовой формации (по Ю.А.Кузнецову) и характеризуются, как правило, высокой натровостью пород. Представлены золотоносные гранитоиды более или менее полными гомодромными рядами от габбро или диоритов до лейкократовых гранитов, а также дайками, для которых характерна обычно антидромная последовательность внедрения. При подчеркнутой натровости пород в процессе формирования гомодромного ряда последовательно возрастает роль калия, который начинает преобладать над натрием лишь в наиболее кислых членах. Золотоносные гранитоиды обычно предшествуют становлению существенно калиевых гранитов с редкометальной специализацией.

Подобные особенности типичны для всего Уральского золоторудного пояса и особенно ярко проявляются на месторождениях Березовском, Кочкарско-Пластовской, Айдырлинской, Кумакской группы и многих других (23), в Западном Казахстане на месторождении Жетыгара (Кутюкин, 1952), в Северном Казахстане на месторождениях, связанных с гранитоидами крыккудукского и степнякского комплексов (26,21), в Калба-Нарымской зоне (6,4), Кузнецком Алатау (27), в Западном Узбекистане (7).

Близко к этой схеме формирование золотоносных гранитоидов Енисейского кряжа (19,13,9), где наиболее вероятна связь золотого оруденения с параавтохтонными позднеорогенными (синорогенными) батолитами с "пестрым" набором пород: диориты, плагиограниты, гранодиориты, адамеллиты, граниты и особенно с гранитоидами повышенной основности ангаро-посолененского или татаро-аяхтинского комплекса (22).

Аналогичная картина наблюдается и в Ленском районе, где для большинства гранитоидных комплексов (особенно ранних) также характерна повышенная натровость пород. Здесь вблизи от участков распространения жильных и прожилково-вкрапленных руд достаточно широко распространены мелкие интрузивные тела - штоки и дайки биотитовых и биотит-амфиболовых гранитов, из которых наиболее известен в верхних частях патамской серии Константиновский шток (8,3). По данным Н.М.Заири, С.Д.Шера и других, изотопный состав серы из сульфидов Константиновского штока и золотоносных сульфидов из месторождения прожилково-вкрапленных руд

совпадает. В отложениях нижнего протерозоя располагается Кевактинский массив биотитовых гранитов (8), на некотором удалении от которого также имеются проявления золоторудной минерализации. В Ленском районе большая часть фактов свидетельствует в пользу связи золота с наиболее поздними этапами гранитообразования, выразившимися во внедрении аллохтонных гранитоидных интрузий и лампрофировых даек (25).

Радиогеохимические особенности золотоносных интрузивов в той или иной мере уже привлекали внимание исследователей. Рассматривались основные черты распределения радиоактивных элементов (урана и тория) в породах габбро-плагиогранитной формации (1). Однако сведения о содержании радиоактивных элементов в золотоносных гранитоидах сравнительно немногочисленны (20, 21, 1, 14, 10, 15, 16, 24, 17). Анализы на радиоактивные элементы выполнялись разными методами и в разных лабораториях. Сравнительного радиогеохимического анализа золотоносных гранитоидов разных провинций не проводилось, весьма немногочисленны данные о соотношении радиоактивных элементов в золотоносных интрузивах и вмещающих их породах, а также в малоизмененных и гидротермаль-но-измененных гранитоидах с золоторудной минерализацией.

Данная работа основана на выполненных нами определениях радиоактивных элементов - урана (по радию), тория и калия гаммаспектрометрическим методом повышенной точности и чувствительности в лаборатории Ядерно-геохимических методов ИГиГ СО АН СССР. Описание лабораторной установки и методов анализа имеется в публикациях (4, 18). Измерения проводились с использованием большеобъемных кристаллов с колодцем на анализаторе АИ-128, анализируемые навески составляли 350-400 г, пороговые чувствительности - урана (по радию) - 0,1 г/т, тория - 0,3 г/т, калия - 0,04%. Погрешность определения не более 10-15% отн.

Исследованы породы, непосредственно вмещающие золоторудную минерализацию: на Урале - дайки Березовского месторождения, плагиограниты Пластовского массива, гранодиориты Айдырлинского месторождения, гранодиориты Акжарского и Джабыгасайского массива; в Западном Казахстане - плагиограниты месторождения Джетыгара; в Северном Казахстане - гранитоиды крыккудукского и степнякского комплекса; в Кузнецком Алатау - Центральный массив;

в Западном Узбекистане – Мурунтауские дайки и штоки, а также магматиты, на связь с которыми золотого оруденения имеются указания в опубликованных работах: в Калба-нарымской зоне – плагиограниты кунушского комплекса; в Кузнецком Алатау – Берикүльский массив; в Западном Узбекистане – Бокалинский массив; на Енисейском крыже – Каламинский, Чиримбинский, Ахтинский, Татарский массивы; в Ленском районе – Константиновский шток, Кевактинский массив. Для сравнения в ряде случаев приводятся данные по незолотоносным интрузивам в тех же районах: на Енисейском крыже – по Стрелковскому массиву, гранитам мыса Скородум на Ангаре, а также Согренским гранитам; в Калба-Нарымской зоне – по гранитам калбинского комплекса. Кроме того, по возможности приведены анализы радиоактивных элементов в породах, вмещающих золотоносные гранитоиды, а также в некоторых случаях – золоторудную минерализацию за пределами интрузивных массивов. Для полноты характеристики закономерностей распределения радиоактивных элементов в золотоносных гранитоидах приводятся также данные других исследователей. Анализы, усредненные по отдельным петрографическим разностям, фазам, фациям, характеру гидротермальных изменений представлены в таблице I и вынесены на график (рис. I). Порядковые номера в таблице означают: в числителе – порядковый номер региона (соответствует номеру условных обозначений на графике), в знаменателе – порядковый номер исследованных пород в регионе (соответствует цифровому обозначению точек, вынесенных на рисунок). Рассмотрение полученных данных позволяет установить следующее.

### I. Радиогеохимические типы гранитоидов в золоторудных провинциях

По концентрациям и соотношениям радиоактивных элементов в неизменных и малоизмененных разностях выделяются условно 5 радиогеохимических типов гранитоидов:

1) высококалийные ( $K > 3,5-4,0\%$ ) высокоториевые ( $Th > 8-10$  г/т) с высоким  $Th/K$  отношением ( $\geq 3,5-4,0$ );

2) высококалийные ( $K > 3,5-4,0\%$ ) высокоториевые ( $Th \geq 8-10$  г/т) с низким  $Th/K$  отношением ( $< 3,5-4,0$ );

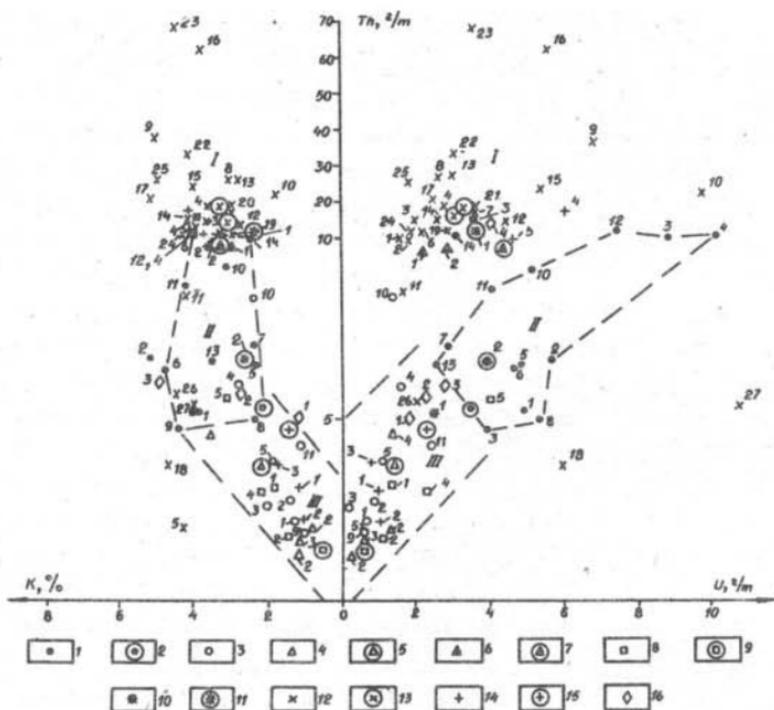


Рис. 1. Распределение радиоактивных элементов в гранитоидах золоторудных провинций (пояснения в тексте и таблице I).

- 3) среднекальцевые ( $K \sim 2,5-4,0\%$ ) высокоторийевые ( $Th \geq 8-10 \text{ г/т}$ ) с большим  $Th/U$  отношением ( $> 4,0$ );
- 4) среднекальцевые ( $K \sim 2,5-4,0\%$ ) среднеторийевые ( $Th \sim 5-10 \text{ г/т}$ ) с низким  $Th/U$  отношением ( $1-2,5$ );
- 5) низкокальцевые ( $K < 2,5\%$ ) низкоторийевые ( $Th \sim 5-6 \text{ г/т}$ ) с низким  $Th/U$  отношением ( $1-3,0$ ).

Гранитоиды первого типа относятся к числу незолотоносных в рассматриваемых золоторудных провинциях. Такими радиогеохимическими особенностями обладают на Енисейском крае породы глушихинского комплекса (Стрелковский массив, граниты мыса Скородум

Таблица I  
Радиоактивные элементы  
в гранитоидах золоторудных провинций

№№ пп	Характеристика пород	№	$\frac{^{238}\text{U}(\text{по Ra})\text{Th}}{\text{г/т}}$			Th/u
			К %			
I/1	Урал, Березовское месторождение, жила Ильинская, гранит-порфиры I цикла, малоизмененные	4	<u>4,9</u> 1,2	<u>5,3</u> 0,6	<u>3,9</u> 0,5	I,1
I/2	То же, березитизированные	3	<u>5,7</u> 1,2	<u>6,7</u> 0,7	<u>5,1</u> 0,3	I,2
I/3	Там же, жила Андреевская, гранит-порфиры II цикла, малоизмененные	5	<u>8,8</u> 0,9	<u>10,4</u> 0,3	<u>3,3</u> 0,3	I,2
I/4	То же, березитизированные	4	<u>11,5</u> 1,3	<u>11,4</u> 0,6	<u>4,2</u> 0,2	I,0
I/5	Там же, жила Севастьяновская, плагиограниты слабоизмененные	16	<u>4,8</u> 0,6	<u>6,5</u> 0,6	<u>2,4</u> 0,3	I,3
I/6	То же, березитизированные	12	<u>4,6</u> 2,0	<u>6,4</u> 2,7	<u>4,8</u> 0,2	I,4
I/7	Пластовское месторождение, плагиограниты серые I-ой фазы	3	<u>2,8</u> 0,5	<u>7,0</u> 1,4	<u>2,5</u> 0,5	2,5
I/8	Там же, плагиограниты светлые 2-ой фазы малоизмененные	10	<u>5,3</u> 1,8	<u>5,0</u> 1,0	<u>2,3</u> 0,3	0,9
I/9	То же, березитизированные	10	<u>3,9</u> 1,1	<u>4,8</u> 1,6	<u>4,4</u> 0,9	I,2
I/10	Айдырлинское месторождение, гранодиориты малоизмененные	8	<u>5,1</u> 2,0	<u>9,1</u> 0,8	<u>3,2</u> 0,6	I,8
I/11	То же, березитизированные	12	<u>4,0</u> 2,5	<u>8,6</u> 1,2	<u>4,3</u> 2,5	2,1
I/12	Там же, аплиты березитизированные	3	<u>7,4</u> 0,9	<u>11,5</u> 0,1	<u>4,2</u> 0,1	I,5
I/13	Месторождение Кумак, гранодиориты Акжарского массива	21	<u>2,0</u> 1,0	<u>5,8</u> 1,6	<u>2,3</u> 0,9	2,9

Таблица I, продолжение

I/14	Месторождение Кумак, плагиограниты Акжарского массива	5	<u>3,0</u> 1,1	<u>10,6</u> 2,7	<u>2,5</u> 0,5	3,5
I/15	Там же, гранодиориты Джамбыгасайского массива	9	<u>1,4</u> 0,3	<u>4,6</u> 1,2	<u>2,1</u> 0,4	3,2
2	Там же, вулканогенно-осадочные отложения, вмещающие интрузии	45	<u>3,3</u> 1,6	<u>5,7</u> 1,5	<u>2,0</u> 0,8	1,7
3/1	Северный Казахстан, криккудукский комплекс, кварцевые диориты I-ой фазы	6	<u>0,7</u> 0,3	<u>2,2</u> 1,4	<u>1,3</u> 0,5	3,1
3/2	Там же, тоналиты I-ой фазы	6	<u>0,9</u> 0,8	<u>2,8</u> 1,5	<u>1,4</u> 0,5	3,1
3/3	Там же, кварцевые сиенит-диориты I-ой фазы	3	<u>0,2</u> 0,2	<u>2,6</u> 0,4	<u>2,0</u> 0,5	1,3
3/4	Там же, гранодиориты-адамеллиты 2-ой фазы	7	<u>1,6</u> 0,6	<u>6,0</u> 2,0	<u>2,8</u> 0,4	3,7
3/5	Там же, плагиограниты 2-ой фазы	9	<u>1,5</u> 0,5	<u>3,9</u> 0,5	<u>1,8</u> 0,8	3,5
3/6	Там же, граниты сиенитовые	1	1,9	10,3	4,1	5,4
3/7	Там же, кварцевые диориты (по Смыслову, Шувалову, 1972)		1,2	7,3		5,2
3/8	Там же, гранодиориты, плагиограниты (по Смыслову, Шувалову, 1972)		2,2	11,8		5,4
3/9	Степнякский комплекс, габбро I-ой фазы	9	<u>0,6</u> 0,6	<u>1,9</u> 1,5	<u>1,0</u> 0,3	3,1
3/10	Там же, кварцевые диориты-тоналиты 2-ой фазы	4	<u>1,2</u> 0,1	<u>7,7</u> 0,7	<u>2,4</u> 0,2	6,0
3/11	Там же, плагиограниты	2	2,5	4,4	1,1	1,7

Таблица I, продолжение

4/1	Восточный Казахстан, Калба-Нарымская зона, Кунушский массив, плагиограниты	3	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{2,0}{0,2}$	$\frac{0,8}{0,04}$	1,4
4/2	Там же, массив Жиламбет, кунушский комплекс, плагиограниты	7	$\frac{0,3}{0,1}$	$\frac{1,3}{0,7}$	$\frac{1,1}{0,1}$	4,3
4/3	Там же, гранодиориты	3	0,6	1,7	1,1	2,8
4/4	Там же, дайки аплитов	2	1,4	4,6	3,6	3,2
5	Там же, углеродисто-кремнистые сланцы, вмещающие месторождение Бакырчик	32	$\frac{1,4}{0,4}$	$\frac{3,7}{1,0}$	$\frac{2,2}{0,5}$	2,6
6/1	Там же, калбинский комплекс, гранодиориты-адамеллиты I-ой фазы	9	$\frac{2,1}{0,6}$	$\frac{9,7}{2,8}$	$\frac{3,0}{0,4}$	4,6
6/2	Там же, гранодиориты адамеллиты 2-3 фазы	4	$\frac{2,8}{1,2}$	$\frac{9,8}{3,3}$	$\frac{3,5}{0,5}$	4,6
7	Там же, сланцы такырской свиты, вмещающие гранитоиды калбинского комплекса	22	$\frac{4,0}{1,6}$	$\frac{9,3}{3,0}$	$\frac{3,3}{1,0}$	2,3
8/1	Кузнецкий Алатау, Центральный массив, гранодиориты центральной части	10	$\frac{1,4}{0,8}$	$\frac{3,4}{0,6}$	$\frac{1,9}{0,1}$	2,4
8/2	Там же, диориты краевой части	7	$\frac{1,1}{0,4}$	$\frac{1,8}{0,9}$	$\frac{1,4}{0,2}$	1,6
8/3	Там же, плагиограниты (по Абрамовичу, 1963)	16	2,3	4,0		2,0
8/4	Там же, Бериккульский массив, гранодиориты	7	$\frac{2,3}{1,0}$	$\frac{3,1}{1,4}$	$\frac{2,2}{0,2}$	1,4
8/5	Там же, сиениты	3	$\frac{4,0}{0,7}$	$\frac{5,6}{0,3}$	$\frac{3,1}{2,4}$	1,4
9	Там же, граувакко-сланцевые отложения, вмещающие Центральный массив	4	$\frac{0,6}{0,4}$	$\frac{1,4}{0,7}$	$\frac{0,6}{0,4}$	2,3
10/1	Ленский район, Константиновский шток, биотитовые граниты, аплиты, гранит-порфиры	15	$\frac{2,5}{0,7}$	$\frac{5,2}{1,3}$	$\frac{3,8}{0,5}$	2,0

Таблица I, продолжение

10/2	Там же, Кевактинский массив, биотитовые граниты	8	<u>3,2</u> 1,6	<u>15,6</u> 1,6	<u>3,8</u> 0,7	4,9
11/1	Там же, кристаллические сланцы, вмещающие кевактинский массив	13	<u>3,6</u> 1,5	<u>10,6</u> 1,7	<u>2,4</u> 0,8	2,9
11/2	Там же, сланцевые отложения в районе Константиновского штока	176	<u>3,9</u> 2,0	<u>6,6</u> 1,2	<u>2,5</u> 1,1	1,7
12/1	Внисейский край, Каламинский массив, плагиограниты-адамеллиты	6	<u>1,6</u> 0,1	<u>10,1</u> 0,9	<u>2,9</u> 0,3	6,3
12/2	То же, граниты, адамеллиты, плагиограниты (по Ножкину и др., 1975)	57	1,7	10,6	3,3	6,2
12/3	Там же, граносиениты	7	<u>2,0</u> 1,2	<u>14,7</u> 0,9	<u>3,7</u> 0,5	7,4
12/4	Там же, гранодиориты эндо-контакта	2	2,8	19,8	3,6	7,1
12/5	Там же, пегматитовые жилы	2	0,6	2,0	4,3	3,1
12/6	Чиримбинский массив, крупнокристаллические биотитовые граниты	2	2,2	12,3	3,9	5,6
12/7	Там же, среднезернистые граниты	7	<u>3,5</u> 0,8	<u>17,8</u> 2,0	<u>3,1</u> 0,5	5,0
12/8	Там же, адамеллиты роговообманково-биотитовые	4	<u>2,6</u> 0,9	<u>26,9</u> 2,6	<u>3,0</u> 0,5	10,1
12/9	Там же, микроклиновые граниты	2	6,8	37,3	5,0	5,6
12/10	Там же, пегматитовые жилы	3	<u>10,8</u> 4,0	<u>22,9</u> 1,6	<u>1,8</u> 0,7	2,3
12/11	Ахтинский массив, граниты биотитовые крупнокристаллические центральных частей	4	1,7	8,5	4,2	5,0
12/12	Там же, гранодиориты-адамеллиты центральных частей массива	7	<u>4,4</u> 1,7	<u>14,6</u> 2,0	<u>2,8</u> 0,3	3,3

Таблица I, продолжение

I2/I3	Там же, гранодиориты-адамеллиты эндоконтакта	9	<u>3,1</u> 1,3	<u>25,7</u> 4,7	<u>2,9</u> 0,4	8,3
I2/I4	Там же, граниты биотитовые мелкозернистые 3-ей фазы	5	<u>2,7</u> 1,3	<u>15,1</u> 0,8	<u>4,1</u> 0,5	5,0
I2/I5	Там же, биотитовые граниты эндоконтакта	5	<u>5,4</u> 2,0	<u>24,6</u> 4,9	<u>4,0</u> 0,3	4,5
I2/I6	Там же, биотитовые граниты и гранито-гнейсы эндоконтакта	2	5,6	62,5	3,8	11,1
I2/I7	Там же, сиениты (нордмаркиты)	5	<u>2,5</u> 0,5	<u>20,8</u> 2,8	<u>5,1</u> 0,1	8,3
I2/I8	Там же, грейнизированные граниты	12	<u>6,0</u> 3,7	<u>3,8</u> 2,1	<u>4,6</u> 1,8	0,5
I2/I9	Там же, диориты микроклинизированные	3	2,9	12,7	2,9	4,4
I2/20	Кменский массив, биотитовые граниты	2	<u>2,9</u> 0,5	<u>17,7</u> 0,1	<u>3,2</u> 0,1	6,1
I2/21	Татарский массив, биотитовые граниты	11	<u>3,6</u> 1,6	<u>19,6</u> 2,4	<u>3,2</u> 0,7	5,5
I2/22	Ангара, мыс Скородум, порфи-робластические граниты	2	<u>3,0</u> 1,7	<u>33,4</u> 2,6	<u>4,2</u> 0,2	11,0
I2/23	То же, шилы	2	3,5	69,2	4,6	19,7
I2/24	Стрелковский массив, биотитовые граниты I-ой фазы	2	<u>1,8</u> 0,1	<u>11,8</u> 0,8	<u>4,2</u> 0,9	6,5
I2/25	Там же, биотитовые граниты 2-й фазы	6	<u>1,8</u> 0,5	<u>25,5</u> 3,3	<u>4,9</u> 0,3	14,1
I2/26	Согренские турмалинизированные граниты	4	<u>2,1</u> 1,1	<u>5,6</u> 3,5	<u>4,4</u> 0,6	2,6
I2/27	Согренские грейзенные граниты	7	<u>17,8</u> 7,5	<u>5,5</u> 1,7	<u>4,0</u> 1,0	2,6

Таблица I, продолжение

I3	Терригенные отложения тейской- -сухопитской серии, вмещающие гранитоиды Енисейского края (по Злобину и др., 1975)	2,4	13,8	2,6	5,7	
		3,3	17,6	3,3	5,3	
I4/1	Западный Узбекистан, Бокалинский массив, кварцевые диориты I-ой фазы	8	<u>0,9</u>	<u>2,2</u>	<u>1,0</u>	2,8
			0,2	1,1	0,4	
I4/2	Там же, гранодиориты-плаггиогра- ниты 2-ой фазы	8	<u>1,1</u>	<u>2,2</u>	<u>1,0</u>	2,0
			0,4	0,6	0,2	
I4/3	Там же, граниты	5	<u>0,9</u>	<u>3,9</u>	<u>1,7</u>	4,3
			0,2	1,6	0,5	
I4/4	Гранитные дайки в районе Мурун- тау	7	<u>6,3</u>	<u>18,5</u>	<u>4,1</u>	2,9
			1,5	0,9	0,5	
I4/5	Дайки диоритовых порфиритов, там же	1	4,7	10,9	3,7	2,3
I5	Пироксен-плаггиоклаз-амфиболо- вые роговики, вмещающие Бока- линский массив	5	<u>2,3</u>	<u>4,7</u>	<u>1,4</u>	2,0
			0,7	1,1	0,5	
I6/1	Западный Казахстан, Джетыгара, диоритовые порфириты	4	<u>1,8</u>	<u>5,1</u>	<u>1,1</u>	2,8
			0,6	0,7	0,3	
I6/2	Там же, плаггиопорфиры малоиз- мененные	3	<u>2,3</u>	<u>5,8</u>	<u>2,7</u>	2,5
			0,9	0,2	0,6	
I6/3	То же, березитизированные	3	<u>2,8</u>	<u>6,0</u>	<u>4,9</u>	2,1
			0,8	0,8	0,5	
I6/4	Там же, микроклиновый гранит	1	4,0	14,0	4,3	3,5

на Ангаре) и отдельные разновидности татаро-аяхтинского комплекса Центральной золоторудной полосы. В Калба-Нарымской зоне к числу подобных гранитоидов относятся граниты калбинского комплекса.

Гранитоиды второго типа образуют в ряде золоторудных провинций дайки, к которым тяготеет золоторудная минерализация

(Березовское месторождение на Урале, Мурунтау - в Западном Узбекистане).

Гранитоиды третьего - пятого и особенно четвертого - пятого типов являются характерными представителями золотоносных интрузивных образований во всех золоторудных провинциях и представлены, как правило, диоритами, кварцевыми диоритами, тоналитами, гранодиоритами, адамеллитами, плагиогранитами.

## 2. Черты радиогеохимического сходства золотоносных гранитоидов разных провинций

Помимо уже отмечавшейся как по петрохимическим, так и радиогеохимическим данным, пониженной калиености золотоносных гранитоидов, для большинства золоторудных провинций характерна пониженная концентрация тория и низкое  $\text{Th/u}$  отношение в них. Исключение составляют лишь гранитоиды Енисейского кряжа, отличающиеся повышенной ториеносностью всех интрузивных пород. На графике (рис. I) они попадают в верхнее поле I.

Характерна близость абсолютных концентраций радиоактивных элементов и их соотношений в золотоносных гранитоидах различных провинций: по радиогеохимическим характеристикам аналогичны между собой граниты Константиновского штока в Ленском районе, гранодиориты и плагиограниты, вмещающие золоторудную минерализацию на Урале, на месторождении Джэтыгара в Западном Казахстане, породы крыккудукского и степнякского комплекса в Северном Казахстане и другие. На графике (рис. I) видно, что большая часть гранитоидов располагается в поле III низконатриевых низкокалиевых гранитоидов с низким  $\text{Th/u}$  отношением.

В качестве общей тенденции для гранитоидов всех рассматриваемых провинций характерно возрастание концентрации тория с ростом содержания калия. Однако имеются многочисленные отклонения от этой общей тенденции. Ураном и главным образом торием обогащаются обычно все петрографические разновидности интрузивных пород в эндоконтактных частях интрузивных массивов, что связано с обогащением их акцессорными минералами по сравнению с центральными частями, а также наиболее поздние порции расплавов, формирующих поздние дайки.

### 3. Радиогеохимические различия золотоносных гранитоидов разных провинций

Провинциальные радиогеохимические особенности весьма отчетливо проявляются при исследовании закономерностей распределения радиоактивных элементов в интрузивных породах в пределах протяженных золоторудных поясов. Так, в пределах Центральной золотоносной полосы Енисейского кряжа подавляющая масса гранитов относится к разновидности высококалиевых – среднекалиевых гранитоидов с повышенными концентрациями тория и высоким  $\text{Th/u}$  отношением (рис. I, поле I). Для золотоносных массивов характерно присутствие гранитоидов с относительно пониженными концентрациями калия (до 2,8%) – плагиогранитов, адамеллитов, гранодиоритов. Однако и в них концентрация тория значительно возрастает в краевых фациях массивов, что связано, как отмечалось, с обогащением эндоконтактов акцессорными минералами.

По радиогеохимическим особенностям выделяются также золотоносные гранитоиды Уральского пояса (рис. I, поле II), характеризующегося распространением в его пределах гранитоидов четвертого типа – среднекалиевых среднеториевых с низким  $\text{Th/u}$  отношением. Примечательно радиогеохимическое сходство плагиогранитов даек Березовского месторождения, гранит-порфиров Березовского месторождения и гранодиоритов Айдырлинского массива, вмещающих одноименное месторождение золота. К этим же образованиям исключительно близки золотоносные гранодиориты Акжарского и Джабыгасайского массива на Южном Урале в пределах Кумакского рудного поля (табл. I).

Очень низкими концентрациями всех радиоактивных элементов (урана, тория и калия) выделяются разные массивы плагиогранитов кунушского комплекса в Калба-Нарымской зоне Северо-Восточного Казахстана (рис. I, поле III).

#### 4. Совпадение радиогеохимических показателей гранитоидов и вмещающих их пород в золоторудных провинциях

Названная особенность проявлена достаточно отчетливо во многих золоторудных провинциях. Так, на Енисейском крае повышенной концентрации тория в гранитоидах соответствует также высокая ториеносность вмещающих гранитоиды терригенных толщ сухопитской серии, данные по которым систематизированы нами ранее (6). На Урале наблюдается соответствие между плагиогранитами, гранодиоритами и вулканогенными отложениями среднего палеозоя (Кумакское рудное поле). Ранее также отмечалось петрохимическое соответствие названных интрузивных пород и вулканогенных образований (Ферштатер, Бородина, 1975). В Ленском районе граниты Константиновского штека удивительно близки по концентрациям и отношениям  $\text{Th}/\mu$  к терригенным породам верхних-средних частей патомской серии (в частности к холдоминской свите, вмещающей прожилково-вкрапленную золоторудную минерализацию), а Кевактинский массив — к вмещающим его кристаллическим сланцам нижнего протерозоя. В Северном Казахстане близки по концентрациям урана и тория гранитоиды крыккудукского комплекса, особенно ранние фазы, и вмещающие их вулканогенно-осадочные отложения кембрия — ордовика, данные по которым приводятся рядом исследователей (21). В Кузнецком Алатау наблюдается близость по концентрациям радиоактивных элементов Центрального массива и вмещающих его граувакко-сланцевых отложений. Аналогичная картина наблюдается в Западном Узбекистане на примере Бокалинского массива. В Калба-Нарымской зоне мы видим соответствие по радиогеохимическим данным гранитоидов калбинского комплекса и вмещающих их тақырских сланцев. Заслуживают внимания данные о низких концентрациях радиоактивных элементов в интрузивных породах кунушского комплекса в этом регионе и золотоносных пород опановской свиты с прожилково-вкрапленной золоторудной минерализацией. На графике (рис. I) данные анализов по вмещающим породам обведены кружками.

## 5. Поведение радиоактивных элементов при гидротермальных изменениях, сопровождающихся золоторудной минерализацией в золотоносных гранитоидах

Наиболее характерным типом гидротермального изменения, сопровождающим золотое оруденение в гранитоидах, является березитизация (месторождения Урала, Джетыгара в Западном Казахстане, Мурунтау в Западном Узбекистане) и реже грейзенизация с развитием мусковита и турмалина, несколько предшествующая березитизации (Аяхта из Енисейском крае). Сравнение анализов малоизмененных разностей гранитоидов и их березитизированных разностей показывает резкое увеличение при гидротермальной переработке содержания калия. Концентрация урана и тория при этом близка к исходным породам (таблица I, данные по Березовскому, Кочкарско-Пластовскому, Айдырлинскому месторождению, Джетыгара). В интенсивно окварцованных участках происходит вынос всех радиоактивных элементов. Последние в весьма низких концентрациях на пределе чувствительности анализов обнаруживаются в золотоносных кварцевых жилах.

Грейзенизированные с развитием мусковита и турмалина золотоносные граниты Аяхтинского месторождения на Енисейском крае характеризуются высокими концентрациями калия и весьма низким  $Th/u$  отношением - 0,5, свидетельствующим о выносе тория и преимущественном накоплении урана в измененных породах. Это выделяет подобные образования среди всех гранитов Центральной золотоносной полосы Енисейского края.

В целом можно отметить, что привноса урана и тория при гидротермальных процессах, сопровождающихся золотым оруденением в золотоносных гранитоидах, не наблюдается ни в одном случае. Они подвергаются при гидротермальных процессах лишь перераспределению в ограниченных масштабах.

### Заключение

Рассмотренный материал по радиогеохимическим особенностям гранитоидов золоторудных провинций позволяет сделать следующие выводы:

1. Золотоносные гранитоиды в разных золоторудных провинциях имеют черты как радиогеохимического сходства, так и различий. Черты радиогеохимического сходства обусловлены одним и тем же типом щелочности магм. Различия определяются провинциальными радиогеохимическими особенностями толщ, за счет которых генерируются магмы.

2. По радиогеохимическим данным возможно проводить параллелизацию (сопоставление) однотипных гранитоидов как в одних провинциях, так и разных, что будет способствовать более полной расшифровке условий их формирования. В частности, в золотоносных интрузивах Урала, Западного и Северного Казахстана, Калбы, Кузнецкого Алатау и в Бокалинском массиве Западного Узбекистана весьма низкие концентрации радиоактивных элементов, приближающиеся по абсолютным концентрациям к содержанию их в вулканогенных породах основного-среднего состава, указывают, вероятнее всего, на выплавление магм (особенно ранних производных) из существенно базитовых образований. В противоположность этому гранитоиды Енисейского кряжа, Ленского района, калбинского комплекса в Северо-Восточном Казахстане формируются за счет терригенных толщ, обогащенных торием. Примечательно, что при росте абсолютных концентраций отмечается сохранение низких  $Th/u$  отношений в различных производных золотоносных магм (Урал-дайки Березовского месторождения, дайки Мурунтауского пояса на месторождении Мурунтау в Западном Узбекистане).

3. Радиогеохимические признаки золотоносных гранитоидов можно выделять экспрессными методами гаммаспектметрической съемки.

4. Для оценки перспективности на золото гранитоидных массивов заслуживает внимания  $Th/u$  отношение, которое минимально в тех их раностях, которые вмещают непосредственно золоторудную минерализацию и в той или иной мере подвержены гидротермальным преобразованиям. На Урале это отношение составляет 1,0-1,5 (дайки Березовского месторождения, плагиограниты Пластовского массива), на Енисейском кряже в Аяхтинском месторождении - 0,5.

Авторы пользуются случаем выразить глубокую признательность В.А. Боброву, А.С. Степину, В.М. Гавшину за предоставленную возможность проведения измерений радиоактивных элементов на гамма-спектметрической установке в лаборатории Ядерно-геохи-

мических методов исследования ИГиГ СО АН СССР. Мы также признательны Б.Ф.Налетову, Е.И.Якобу, В.В.Масленникову, Л.Н.Истребовой за возможность использования собранных ими коллекций по Центральнинскому и Бериккульскому массиву в Кузнецком Алатау, по Акжарской и Джабыгасайской интрузии на Южном Урале, по терригенным толщам с прожилково-вкрапленной золоторудной минерализацией Калбы и дайкам Мурунтау.

### Литература

1. АБРАМОВИЧ И.И. Радиоактивные элементы в нижнепалеозойских интрузиях Кузнецкого Алатау. Л., 1963, с. 107-114. (Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т. 95).
2. АБРАМОВИЧ И.И. Радиогеохимические особенности габбро-плагиогранитовой формации. Л., 1972, с. 5-10. (Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т. 188).
3. АЛЕКСАНДРОВ А.Л. Малые интрузии гранитоидов Ленского золотоносного района.- "Докл. АН СССР", 1975, т. 224, № 2, с. 407-410.
4. БОБРОВ В.А., ГОФМАН А.М. Лабораторный гамма-спектрометрический анализ естественных радиоактивных элементов (методические разработки). Новосибирск, 1971, 68 с.
5. ДЯЧКОВ Б.А. Интрузивный магматизм и металлогения Восточной Калбы. М., "Недра", 1972.
6. ЗЛОБИН В.А., КУЛИКОВ А.А., БОБРОВ В.А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского кряжа.- В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 198 - 203. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 286).
7. ИЗОХ Э.П. Резюме по Бокалинской серии.- В кн.: Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 165-175.
8. КАЗАКЕВИЧ Ю.П., ШЕР С.Д. и др. Ленский золотоносный район. Т. I. М., "Недра", 1971, 163 с. (Труды ЦНИГРИ, в. 85).
9. КОРНЕВ Т.Я., ДАЦЕНКО В.М., БОЗИН А.В. Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., "Недра", 1974, 131 с.

10. КРЕНДЕЛЕВ Ф.П. Кларки радиоактивных элементов в породах докембрия Енисейского кряжа. М., "Наука" 1971, 376 с.

11. КУЗЕБНЫЙ В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата, "Наука" Каз. ССР, 1975, 342 с.

12. КУТХИН П.И. Золоторудное месторождение Джетыгара. — В кн.: Геология главнейших золоторудных месторождений СССР, т. III, М., 1952, с. 211-268.

13. Л И Л.В., ДАЦЕНКО В.М. Положение гранитоидных формаций и место золотого оруденения в истории развития Енисейского кряжа. — "Изв. Томского политехн. института", т. 239, Томск, 1970, с. 60-65.

14. ЛЬВОВ Б.К. Уран и торий в гранитоидах Кочкарского района (Южный Урал). — "Труды ВСЕГЕИ", т. 95, 1963.

15. ЛЬВОВ Б.К., ПЕТРОВА Н.И. Поведение урана и тория в процессах становления и преобразования позднепалеозойских гранитоидов Урала. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 125-128. (Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 286).

16. МИТРОПОЛЬСКИЙ А.С., ОСИПОВ Д.К., ЖУРАВЛЕВ Р.С. и др. Уран и торий в магматических и метаморфических породах Центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., "Наука", 1972, 223 с.

17. НОЖКИН А.Д., КРЕНДЕЛЕВ Ф.П., МИРОНОВ А.Г. Радиоактивные элементы в докембрии Енисейского кряжа. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, "Наука", 1975, с. 183-189). (Труды ИГиГ СО АН СССР, в. 286).

18. ПУЗАНКОВ Ю.М., БОБРОВ В.А., ДУЧКОВ А.Д. Радиоактивные элементы и тепловой поток земной коры полуострова Камчатка. Новосибирск, "Наука", 1977, 126 с.

19. ПЕТРОВ С.Г., РЕШЕТОВА С.А. Геология и петрография татаро-аяхтинского и глушихинского интрузивных комплексов Енисейского кряжа. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Л., "Наука", 1967, с. 108-139. (Труды ВСЕГЕИ, нов.сер., т. II2).

20. СМЫСЛОВ А.А. Радиоактивные элементы в изверженных породах Северного Казахстана. — "Геохимия", 1958, № 3, с. 197-205.

21. СМЫСЛОВ А.А., ШУВАЛОВ Ю.М. Некоторые петрографические и геохимические особенности дайковых пород Крыккудукской интрузии. — "Труды ВСЕГЕИ, нов.сер." т. 188, 1972, с. 81-87.

22. ТУРКИН И.С. Место золотого оруденения в магматическом процессе Заангарской части Енисейского кряжа.- В кн.: Вопросы геологии месторождений золота. Томск, 1970, с. 72-75. (Изв. Томск. политехн. ин-та, т. 239).

23. ФЕРШТАТЕР Г.Б., БОРОДИНА Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М., "Наука", 1975, с. 287.

24. ХАМРАБАЕВ И.Х., МАГДИЕВ Р.А. К геохимии урана и тория в гранитоидных интрузиях Западного Узбекистана.- В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, "Наука", 1975, с. II2-II5. (Труды ИГиГ СО АН СССР, в. 286).

25. ШЕР С.Д. Металлогения золота. М., "Недра", 1974, 256 с.

26. ШЛЫГИН Е.Д., АБДУЛКАБИРОВА М.А., ГРИШИН В.М. О закономерностях размещения и поисковых критериях на золото в Северном Казахстане.- В кн.: Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969,

27. ЩЕРЕБАКОВ Ю.Г. Геохимия золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск, "Наука", 1974, 277 с.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Э.П. ИЗОХ. Корреляция магматических комплексов Комсомольского и Баджалского рудных районов на Дальнем Востоке .....	3
Б.Ф. НАЛЁТОВ. Петрохимия раннепалеозойских базит-гранитоидных ассоциаций Кузнецкого Алатау в связи с рудоносностью .....	32
Б.Ф. НАЛЁТОВ. Корреляция химизма базитов и гранитоидов в базит-гранитоидных сериях .....	45
А.Г. ВЛАДИМИРОВ, П.В. ЕРМОЛОВ, Б.Д. ХОМЯКОВ. Габброиды западной части Зайсанской складчатой системы и их рудоносность .....	56
В.И. БОГНИЗОВ, А.П. КРИВЕНКО, Т.Р. ВИЦИНА, П.А. БАЛЫКИН. Апатитоносность когтахского габбро-диорит-монцититового комплекса в Кузнецком Алатау .....	71
В.А. ЗЛОБИН, А.П. ПОНОМАРЕВА. Радиоактивные элементы в гранитоидах золоторудных провинций .....	86

УДК 552.321 + 553.2

ГАББРОИДЫ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ И ИХ РУДОНОСНОСТЬ. Владимирова А.Г., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 56.

В пределах рассматриваемой территории известны шокпартасский, чарский, саурский, аргимбайский и максутский типы габброидов. Шокпартасский тип представлен плагиоклазовыми пироксенитами, чарский и саурский – низкотитанистыми, высококальциевыми, натровыми габброидами, приближающимися по своему вещественному составу к габброидам офиолитового типа, аргимбайский и максутский – субщелочными, высокотитанистыми габброидами.

С целью выявления типов, перспективных на медно-никелевое оруденение, проведен сравнительный анализ их петрографических, минералогических и петрохимических особенностей. Выявлены диагностические критерии каждого типа, а также построены дискриминантные функции, позволяющие в целях диагностики использовать отдельные химические анализы пород. Сделан вывод о потенциальной медно-никелевой рудоносности максутского типа габброидов. Табл. 3, ил. 1, библиогр. 7.

УДК 552.321 + 553.2

КОРРЕЛЯЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ БАДЖАЛЬСКОГО И КОМСОМОЛЬСКОГО РУДНЫХ РАЙОНОВ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ. И з о х Э.П. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск. 1978, с. 3.

В обоих районах выделяются ранние натровые и поздние калиевые магматические комплексы, проявленные в резко различных количественных соотношениях, чем обусловлены кажущиеся резкие различия между районами по составу магматитов. Вместе с тем, по

вещественным особенностям и по геологической позиции (в том числе по возрасту) комплексы в обоих районах легко сопоставимы. В Баджалском районе к натровому классу относятся аникский интрузивный комплекс и предшествующие ему существенно кислые эффузивы  $K_2^I$ , причем последние составляют главную массу вулканитов района. В Комсомольском районе им соответствуют пурильский интрузивный комплекс и вулканиты холдоминской свиты. Более поздние магматиты калиевого класса здесь преобладают и представлены амутской свитой и мяо-чанской интрузивной серией. В Баджалском районе им соответствуют локальные проявления калиевых липаритов и интрузивы калиевых гранитов. Здесь развиты главным образом "короткие" (кислые) калиевые ассоциации, в отличие от Комсомольского района, где проявлены "длинные" ассоциации. Соответственно различаются и главные типы оловянного оруденения.

Выявление закономерностей формирования и размещения раздельно взятых натровых и калиевых магматических ассоциаций важно для прогнозирования золотого оруденения. Табл. 5, ил. 6, библи. II.

УДК 552.3(571.17) + 553.3/4

ПЕТРОХИМИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИХ БАЗИТ-ГРАНИТОИДНЫХ АССОЦИАЦИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ В СВЯЗИ С РУДОНОСНОСТЬЮ. Н а л ё т о в Б.Ф. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 32.

На примере раннепалеозойских базит-гранитоидных ассоциаций Кузнецкого Алатау рассмотрены вариации состава (химизма) и ассоциированного оруденения. Показано, что в ареалах, где ассоциации характеризуются натриевой специализацией щелочей во всем ряду пород (включая и лейкограниты), наиболее сильно развито промышленное золотое оруденение. К тем из них, где повышается содержание калия и, как следствие, растет общая щелочность, присоединяется вольфрамовое оруденение, а там, где наряду с повышением щелочности гранитоидов породы базитовой группы содержат наи-

Большие содержания валового железа, более сильно проявлено желе-зооруднение. В ареалах с общей повышенной щелочностью во всём ряду, с калиннатриевой или калиевой специализацией гранитовой части пород представлено промышленное медно-молибденовое оруде-нение. Мощное развитие базитов, предшествующих гранитоидам, со-прягается с сульфидным характером ассоциирующего оруденения. Табл. 4, ил. 2, библ. 20.

УДК 552.3

КОРРЕЛЯЦИЯ ХИМИЗМА БАЗИТОВ И ГРАНИТОИДОВ В БАЗИТ-ГРАНИТОИДНЫХ СЕРИЯХ. Н а л ё т о в Б.Ф. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 45.

На обширном статистическом материале (свыше 100 ассоциа-ций), заимствованном преимущественно из отечественных работ, показано, что между составом базитов и гранитоидов в сложных базит-гранитоидных сериях проявлена устойчивая положительная связь по  $K_2O$  и  $Na_2O$ , общей щелочности (параметр "а" А.Н.Завариц-кого),  $Al_2O_3$ ,  $FeO$  и  $MgO$ . Специфика и характер связей в разных регионах меняется. Выявленные факты свидетельствуют о некоторой взаимосвязанности и унаследованности процессов образования ба-зитов и гранитоидов в сложных сериях, обусловленных, вероятно, прежде всего исторически унаследованным составом соответствую-щих субстратов коры и мантии в крупных зонах континентов и, с другой стороны, — устойчивым составом интрателлурических пото-ков, стимулирующих магмообразование, основными агентами которых являются калий и натрий. Табл. 2, библ. 57.

АПАТИТОНОСНОСТЬ КОГТАХСКОГО ГАББРО-ДИОРИТ-МОНЦОНИТОВОГО КОМПЛЕКСА В КУЗНЕЦКОМ АЛАТАУ. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Вицина Т.Р., Балыкин П.А. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 71.

Когтахский габбро-диорит-монцонитовый комплекс на восточном склоне Кузнецкого Алатау характеризуется относительно высоким содержанием фосфора и, с точки зрения поисковых перспектив на апатитовое сырье, представляет определенный интерес. Массивы комплекса обнаруживают латеральную изменчивость, и это позволило выделить ряд магматических ареалов, в пределах которых развиты однотипные массивы. Наиболее апатитоносным представляется Уйбатский ареал. В северо-восточной части этого ареала, вблизи станции Ербинской, обнаружено апатитовое рудопоявление в связи с останцом габброидов когтахского комплекса, подвергшихся метасоматической переработке под воздействием более поздних гранитоидов батолитовой формации раннепалеозойского возраста. Метасоматиты эти представлены главным образом салит-амфибол-андезиновыми породами, содержание  $P_2O_5$  в которых достигает 6,8%. Существенным является то обстоятельство, что эти метасоматиты обнаруживают большое сходство с "apatитовыми диоритами" Ошурковского массива в Бурятии, представляющего собой крупное промышленное месторождение апатитового сырья. Табл. 4, илл. 4, библи. 9.

РАДИОАКТИВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГРАНИТОИДАХ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ. Злобин В.А., Пономарева А.П. Геология, петрохимия и рудоносность магматических формаций. Новосибирск, 1978, с. 86.

Работа основана на более 1000 определений концентраций радиоактивных элементов гамма-спектрометрическим методом урана

(по радию), тория и калия на лабораторной установке с улучшенными характеристиками. Проанализированы золотоносные гранитоиды Урала (месторождение Кумак, Айдырля, Кочкарское, Березовское), Западного Казахстана (Джетыгара), Северного Казахстана (степнякский и крыккудукский комплексы), Калбы (кунушский и калбинский комплексы), Кузнецкого Алатау (Центральнинский и Бериккульский массив), Енисейского края (Каламинский, Чиримбинский, Аяхтинский, Татарский, Стрелковский массив, граниты мыса Скородум на Ангаре и согренские граниты), Ленского района (Константиновский шток, Кевактинский массив), Западного Узбекистана (Бокалинский массив и Мурунтауские дайки), а также в большинстве случаев породы, вмещающие гранитоиды и золоторудную минерализацию. На основании этих данных выделены радиогеохимические типы гранитоидов в золоторудных провинциях, общие радиогеохимические особенности золотоносных гранитоидов, обусловленные одним и тем же типом щелочности магм, и провинциальные различия, обусловленные особенностями осадочных и вулканогенно-осадочных толщ, в которых происходила генерация магм, выявлены радиогеохимические особенности золотоносных гранитоидов - наличие разностей с пониженными концентрациями калия и низким торий-урановым отношением. Прослежено поведение радиоактивных элементов при гидротермальных изменениях гранитоидов, сопровождающихся накоплением золота. Табл. I, ил. I, библиограф. 27.

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОХИМИЯ И РУДОНОСНОСТЬ  
МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ  
(Сборник научных трудов)

Ответственный редактор  
доктор геол.-мин.наук Э.П.Изох

Технический редактор *Л.А. Жукова*

---

Подписано к печати 17. III. 1978 г. МН 07318.  
Бумага 60×84/16. Печ. л. 7,0. Уч.-изд. л. 6,5.  
Тираж 600. Заказ 175. Цена 45 коп.

---

Институт геологии и геофизики СО АН СССР  
Новосибирск, 90. Ротапринт.