

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

И. В. Бельков, И. Д. Батиева,
Г. В. Виноградова, А. Н. Виноградов

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
КОНТАКТНЫХ ЗОН
ИНТРУЗИЙ
ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Апатиты

1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ЛЕНИНА КОЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ им. С. М. КИРОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

И. В. Бельков, И. Д. Батиева,
Г. В. Виноградова, А. Н. Виноградов

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ
КОНТАКТНЫХ ЗОН
ИНТРУЗИЙ
ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ
(на примере Кольского полуострова)

4957

Апатиты
1988



УДК 552.331.1+553.492(470.21)

Впервые для Кольского полуострова выполнен анализ пространственного распределения рудных элементов в ареалах щелочногранитного магматизма и охарактеризована минерализация контактных зон интрузий раннепротерозойских щелочных гранитов. Выделены типы минерализации, дано описание породообразующих и аксессуарных минералов, разработана модель рудогенеза. Образование редкометалльных фаций щелочных гранитов (минерализованных гранитов, силекситов и пегматитов) связывается с процессами магматической и эманационной дифференциации щелочногранитных расплавов, осложненных явлениями аутометасоматоза. Выявлены особенности флюидного режима процессов рудообразования. Книга представит широкий интерес для петрографов и геохимиков, занимающихся изучением гранитного магматизма и его металлогении. Илл. - 36, табл. - 45, библиогр. - 68 назв.

Ответственный редактор В.П.Петров

Рецензенты: В.С.Попов, А.В.Волошин

ВВЕДЕНИЕ

Научно-технический прогресс обуславливает непрерывное возрастание использования редких элементов, рудной базой которых становятся новые или малоизученные ранее источники минерального сырья и новые регионы его нахождения. В последние десятилетия проявился интерес к гранитам как к потенциальным источникам редкометалльного сырья в связи с выявлением рудоносных гранитов с преимущественно тантало-ниобиевой, редкоземельной, циркониевой, бериллиевой, вольфрамовой, криолитовой и оловянной минерализацией /48/. Характерной особенностью редкометалльных гранитов является неоднородность их минерального и химического состава, структур, текстур и распределения рудных компонентов, что позволило А.А.Беусу /21/ развить представление о их метасоматическом генезисе и выделить самостоятельный тип "редкометалльных апогранитов".

Последующие исследования показали несостоятельность объединения всех редкометалльных гранитов в класс "апогранитов". Среди редкометалльных гранитов А.И.Гинзбург /30/ предложил выделить три группы: мусковитовые редкометалльные граниты с наиболее характерными для них вольфрамом и бериллом; литионитовые редкометалльные граниты, отличающиеся присутствием литиевых слюд в апикальных участках массивов, с наиболее характерными для них рудными элементами - танталом, ниобием, оловом; группа рибекитовых, арфведсонитовых и рибекит-эгириновых гранитоидов с ниобиевой, танталовой, циркониевой и редкоземельной минерализацией. Эта последняя группа, по А.А.Беусу /21/, соответствует "апогранитам щелочного ряда".

В.И.Коваленко /38/ в основу классификации редкометалльных гранитоидов положил вещественный состав, четко определяющий их принадлежность к двум главным петрохимическим группам: апаитовым и плюмазитовым. В.И.Коваленко и др. /39/ предложили выделить геохимические типы гранитов, подразумевая под этим "группу пород, близких по химическому и минеральному составу, по распределению редких элементов, по поведению петрогенных и редких элементов. Породы одного геохимического типа способны формировать самостоятельные интрузивные массивы с определенным набором пород поздних фаз и постмагматических образований, в том числе и рудных" /39, с.5-6/. В.И.Коваленко /38/ с этой позиции среди редкометалльных гранитов выделяет литий-фтористые граниты, щелочные гранитоиды, стандартные граниты. По геохимическому типу щелочные граниты соответствуют третьей группе рибекитовых, арфведсонитовых и рибекит-эгириновых гранитов, в понимании А.И.Гинзбурга /30/, или апогранитам щелочного ряда, по А.А.Беусу /21/.

Рудогенные процессы в интрузивных комплексах щелочных гранитов проявляются на всех стадиях их становления: от внутрикамерной дифференциации внутри плутонов до пневматолито-гидротермальных и метасоматических процессов, развивающихся как в самих гранитах, так и во вмещающих породах, что обуславливает большое разнообразие генетических и минеральных типов оруденения. Так, в Монголии и в СССР известны арфведсонит-рибекит-микроклиновые граниты с пироксеном, цирконом, гагаринитом, эльпидитом; протолитионит-рибекит-микроклин-альбитовые граниты с колумбитом, тантал-пироксеном и цирконом; рибекит-альбитовые метасоматиты с поликразом и циртолитом; эгириин-фенгит-полевошпатовые метасоматиты с плумбопироксеном, фергусонитом, колумбитом и цирконом; альбититы с иттриалитом, фергусонитом, колумбитом и цирконом; биотит-полевошпато-кварцевые метасоматиты с бритоцитом и абукумалитом /39, 2/.

Редкометалльные месторождения и рудопроявления в связи с докембрийскими щелочными гранитами кроме СССР известны также в Канаде и Гренландии. Так, в Канаде со щелочными гранитами связана урановая и ториевая минерализация (уранинит, торит, ураноторит) /58/, в Гренландии известны месторождения криолита, тория и урана /20/. В последнее время выявлена новая крупная щелочногранитная провинция с аналогичными редкометалльными место-

рождениями и рудопроявлениями U, Th, Nb, Zr и TR на территории Арабского щита, где выделяются породы и зоны, обогащенные акцессорными минералами, силекситами и пегматитами /64, 65/.

Во всех регионах рудоносные граниты составляют небольшую часть от всей группы щелочногранитных массивов, обладающих отчетливыми признаками металлогенической специализации на редкие металлы. Для плато Джос это 4-5 из 40 массивов; в Монголии известно более 20 массивов этой формации, но содержание ниобия в большинстве из них менее 0.1%, в крупных массивах Сибири рудоносны единичные поля.

Анализ распределения оруденения во времени показывает, что промышленные месторождения щелочных гранитов известны от протерозойской до киммерийской эпохи и связаны с этапами тектономагматической активизации платформ, срединных массивов и областей завершенной складчатости /48/. Докембрийские щелочногранитные комплексы являются крупными потенциальными источниками редких металлов; на их долю приходится 91% прогнозных запасов редких земель иттровой группы, 16.7% циркония, 2.8% ниобия и 1.3% тантала /48, 50/.

К северо-восточной части Балтийского щита приурочена крупнейшая в СССР щелочногранитная провинция раннедокембрийского возраста. На протяжении длительного времени ее исследование осуществлялось Геологическим институтом Кольского филиала АН СССР /3-7, 9, 10, 12-19, 24, 26, 27, 53, 62/ и рядом других организаций /25, 28, 36, 37, 45/. В результате этих работ выявлена геохимическая специализация кольских щелочных гранитов на Zr, Y, TR, Nb, Th, Be, Sn, установлены главные типы минерализации, сопровождающей отдельные массивы щелочных гранитов /3, 7/. Вместе с тем металлогенический потенциал формации щелочных гранитов не получил должной оценки, и в региональных сводках /11/ с ней связывается лишь низкопродуктивная формация редкоземельных пегматитов с чевкинит-абукумалит-фергусонитовым и гадолиниевым минеральными типами.

Исследования, проведенные авторами настоящей работы в 1981-1986 гг. в рамках темы "Закономерности концентрации рудных элементов в докембрийских гранитах и связанных с ними пегматитах и метасоматитах", позволили расширить характеристику минерализованных зон, выявить особенности флюидного режима и наметить общие факторы редкометалльного минералообразования в щелочногранитной рудно-магматической системе Кольского типа.

Сопоставление полученных материалов с новыми данными по петрологии и геохимии рудоносных интрузивных комплексов Азии, Африки и Северной Америки /2, 31, 37, 38, 51, 57, 64-66, 68/ выявило специфичность кольского типа рудно-магматических систем (РМС), обусловленную двумя факторами: минимальным уровнем пересыщенности магмы щелочами (коэффициент агпаитности не превышает критического порога 1.4-1.6, выше которого формируется цирконосиликатное оруденение, как в РМС монгольского типа) и низкой концентрацией фтора в магматогенных флюидах (водно-солевых расплавах-рассолах), в связи с чем в кольском типе РМС отсутствует типоморфная для высокофтористых РМС сибирского типа гагаринит-криолитовая минерализация. С учетом этих особенностей кольская провинция и представляется в качестве типового примера проявления редкометалльного рудогенеза, связанного с интрузиями щелочных гранитов с минимальным уровнем агпаитности и фтористости в обширной группе гранитоидов, относимых к щелочному ряду.

В полевых, камеральных и аналитических работах авторам оказывали плодотворное содействие В.Н.Яковенчук, Н.А.Елина, Г.П.Зайцевская, Л.Ф.Ганнибал, Е.А.Кульчицкая, О.Г.Леханова, С.В.Икорский, С.П.Атаманова, Г.Р.Ожигова, Л.И.Полежаева, Я.А.Пахомовский, Т.П.Черепанова, В.А. Победоносцев, А.Н.Богданова, Р.А.Шикторина, К.Г.Юмагулова и другие сотрудники, которым авторы выражают искреннюю признательность. Авторы благодарны также В.П.Петрову, В.С.Попову, А.В.Волошину за ценные советы и конструктивные критические замечания, высказанные при обсуждении исходных материалов и редактировании рукописи монографии.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Щелочные граниты на Кольском полуострове занимают площадь более 3000 км² и слагают ряд крупных и небольших массивов (рис.1), описание геологии которых приведено в сводках /3, 63/.

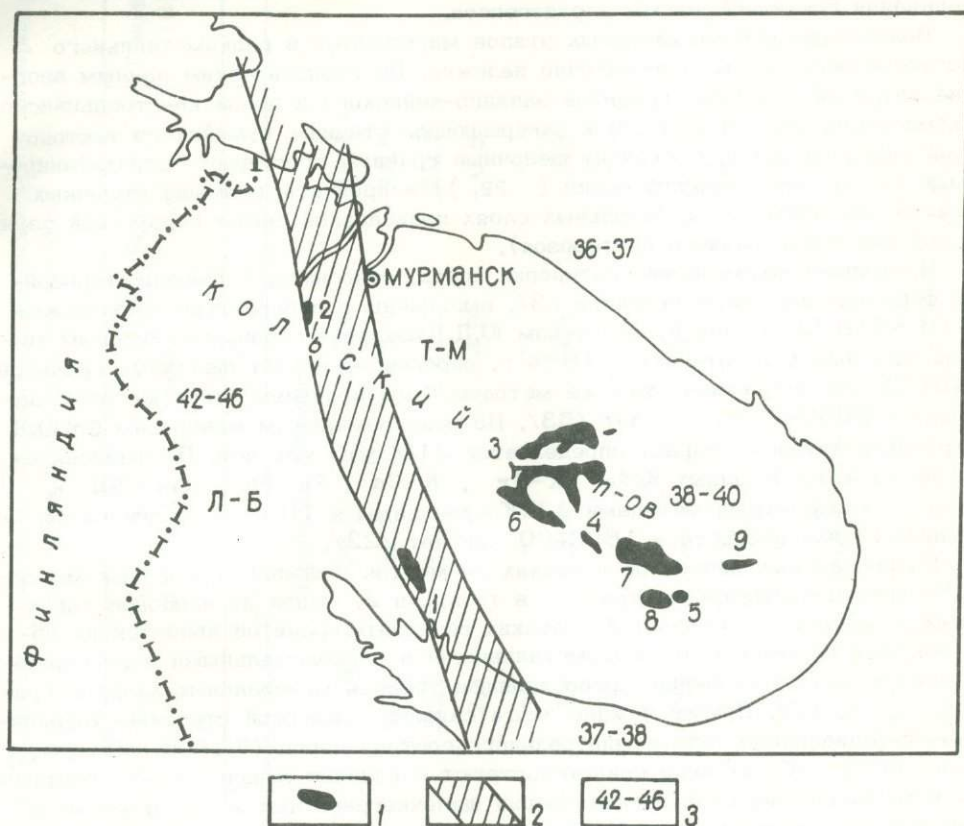


Рис.1. Размещение интрузий щелочных гранитов на Кольском полуострове.

Массивы: 1 - Канозерский, 2 - Гремяхинский, 3 - Западно-Кейвский, 4 - Лаврентьевский, 5 - Пурначский, 6 - Белых тундр, 7 - Понойский, 8 - Стрельнинский, 9 - Пачинский. 1 - щелочные граниты; 2 - Лиинахамари-Порьегубский линеамент; 3 - мощность земной коры (км); Л-Б - Лапландско-Беломорский мегаблок; Т-М - Терско-Мурманский мегаблок, по /63/.

Массивы щелочных гранитов сосредоточены в Терско-Мурманском мегаблоке, пространственно тяготеют к Лиинахамарско-Порьегубскому линеаменту и к параллельной ему Поркозерско-Кулиокской системе глубинных разломов второго порядка. В зоне линеамента шириной около 30 км с юго-запада к северо-востоку происходит ступенеобразный подъем поверхности Мохоровичича от 46-42 до 40-36 км /63/. Непосредственно к осевой зоне линеамента приурочены

небольшие трещинные интрузии канозерского и гремяхинского комплексов, а структуры второго порядка контролируют размещение крупных межформационных лополитов и кольцевых плутонов. Типичным примером служит Кейвский блок, в пределах которого фиксируется локальное погружение границы Мохоровичича до 40 км, а также зона его сочленения с Имандра-Варзугским трогом, на "плечах" которого размещены такие крупные плутоны, как Лаврентьевский, Понойский, Стрельнинский, Пурначский, Белых тундр.

Форма интрузивных тел определяется характером деформаций пород рамы. В жестком раннеархейском тоналито-гнейсовом фундаменте преобладают рои щелочногранитных даек, сливающихся местами в мегабрекчиевые системы или концентрические плутоны центрального типа. При переходе в слоистоскладчатый верхнеархейский структурно-формационный комплекс преимущественное распространение получают лополитоподобные, пластообразные тела со сложной конфигурацией кровли (апофизы, куполообразные выступы и т.п.). В телах этого структурного типа создаются наиболее благоприятные условия для дифференциации гранитной магмы и рудогенеза.

Возрастные рубежи активных этапов магматизма и редкометалльного рудогенеза определены недостаточно надежно. По геологическим данным внедрение интрузий щелочных гранитов западно-кейвского и понойско-стрельнинского комплексов следует отнести к завершающим стадиям сумийского тектономагматического цикла, поскольку щелочные граниты прорывают стратифицированные толщи стрельнинской серии (PR_1'), а продукты размыва щелочных гранитов отмечены /8/ в базальных слоях полисарской свиты варзугской серии (ятулийский отдел раннего протерозоя).

Изотопно-геохимические датировки пород, относимых к раннепротерозойской формации щелочных гранитов /3/, выполнены в лаборатории геохронологии ГИ КФАН СССР под руководством Ю.Д.Пушкарева. Свинец-свинцовым методом по циркону и титаниту в 1984 г. определен возраст щелочных гранитов 2440 ± 50 млн лет, ранее этим же методом были получены более молодые датировки - 2060-1770 млн лет /53/. По редкоземельным минералам $Sm-Nd$ изохронным методом возраст определяется 2100 ± 50 млн лет. По амазонитовым пегматитам Западных Кейв $K-Ar$, $K-Ca$, $Pb-Pb$, $Sm-Nd$ и $U-Pb$ изохронными методами А.И.Костяновым в 1985 г. получены согласованные оценки возраста - 1690 ± 60 млн лет /22/.

Распределение минералов и редких элементов в щелочногранитных массивах Кольского полуострова отражено в табл.1 и 2. Одной из наиболее характерных и важных особенностей кольских щелочных гранитов является их общая высокая насыщенность редкометалльными и редкоземельными акцессорными минералами, существенно превосходящая уровень минеральных кларков гранитов /14, 17/. Другая важная черта связана с высокой степенью коррелятивности фациального типа и минерального состава пород /3/. Эти факторы, на наш взгляд, убедительно свидетельствуют о наличии изначальной геохимической и металлогенической специализации щелочногранитных магм, а также о решающей роли внутрикамерной дифференциации в возникновении петрографической расслоенности и закономерном распределении акцессорной минерализации в крупных массивах щелочных гранитов /7/.

Геохимические особенности щелочногранитных магм связаны с высокими (превышающими кларковые для гранитов) уровнями накопления циркония, редких земель, иттрия, ниобия, тантала, олова, бериллия, лития, галлия, свинца, цинка, тория, урана (табл.2). По индикаторному соотношению $\frac{Ba + Sr}{Rb + Li}$ породы Гремяхинского и Канозерского массивов близки к латитовому ряду, для всех остальных массивов оно соответствует агапитовому типу редкометалльных гранитов /55/.

Главными носителями и концентраторами большинства редких элементов в породах являются темноцветные минералы (табл.3), выделяющиеся на поздних этапах кристаллизации (агапитовый тип), а также некоторые акцессорные минералы /15/. Обращает на себя внимание обогащенность эгирина и амфибола литием, редкоземельными элементами, цирконием, титаном, цинком, оло-

Таблица 1

Среднее содержание породообразующих (мас.%) и типичных акцессорных (г/т) минералов
в щелочных гранитах крупнейших массивов Кольского полуострова

Минералы	Канозер- ский (4)	Гремяхин- ский (11)	Западно- Кейвский (33)	Лаврентьев- ский (11)	Пурначский (23)	Белых гундр (11)	Понойский (6)	Стрельнин- ский (4)	Пачинский (1)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Породообразующие									
Кварц	30.5	30.7	27.3	34.9	32.4	30.3	32.8	31.5	31.7
Альбит	32.5	30.0	32.6	32.8	26.8	33.9	31.2	32.9	27.4
Микроклин	24.5	28.4	28.5	26.7	28.7	28.1	27.5	28.2	28.1
Эгирин	-	4.2	2.1	1.1	4.9	0.5	3.0	3.7	4.1
Эгирин-авгит	0.5	-	-	-	-	-	-	-	-
Рибекит	-	2.2	7.6	2.4	4.5	3.8	4.3	1.3	3.9
Ферроганс- тингсит	7.2	-	-	-	-	-	-	-	-
Энигматит	-	4.4	0.5	-	0.2	+	+	-	-
Лепидомелан	1.4	+	+	1.1	+	0.4	0.5	0.1	0.1
Акцессорные									
Циркон	1434	158	1626	1837	1122	1054	1530	1384	1335
Титанит	7531	778	851	39	128	1072	91	1155	601

Окончание таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Ортит	436	-	+	-	-	14	-	19	-
Чевкинит	-	+	7	1	1	96	57	+	-
Торит- хаттонит	-	-	2	29	9	23	5	-	-
Магнетит	19478	56	76	4851	1	9035	1993	19091	3594
Ильменит	+	4258	3017	1037	3194	532	2476	1303	213
Пирохлор	-	-	1	1	+	+	+	1	-
Фергусонит	-	-	+	-	-	-	+	-	-
Бломстрандин	-	-	32	2	31	-	-	8	18
Апатит	381	444	30	-	9	11	2	7	+
Монацит	14	1	88	73	108	8	99	62	75
Ксенотим	-	-	+	-	-	-	-	-	+
Бритолит	-	-	17	-	24	-	43	5	-
Флюорит	1014	230	476	784	405	899	402	85	31
Касситерит	-	-	+	+	-	-	-	-	-
Гадолинит	-	-	+	-	-	-	+	-	-

ПРИМЕЧАНИЕ. Здесь и в следующих таблицах: прочерк - отсутствует, знак равенства - не определялся, плюс - содержание менее 1 г/т. Цифры в скобках после названия массива - количество проб, учтенных при оценке среднего содержания.

Таблица 2

Среднее содержание редких элементов в щелочных гранитах крупнейших массивов Кольского полуострова, г/т

Элементы	Канозерский (6)	Гремяхинский (13)	Западно-Кейвский (28)	Лаврентьевский (12)	Пурначский	Белых тундр (10)	Понойский (6)	Стрельнинский (4)	Пачинский (1)	Кларк для кислых пород /23/
Zr	1269	107	1722	797	713	558	750	728	600	200
Nb	42	25	26	80	34	25	42	30	14	20
TR	547	84	736	527	450	575	743	505	400	295
Y	22	4	107	119	50	61	99	60	50	34
Th	5	-	12	52	20	25	31	-	-	18
U	-	-	4	-	4	7	9	6	6	3,5
Li	41	18	68	128	82	35	75	45	47	40
Rb	150	81	212	430	234	246	234	176	228	200
Cs	Сл.	4	3	7	5	1	4	-	-	5
Sr	233	199	48	184	84	126	192	100	100	300
Ba	1198	899	350	605	82	118	100	255	200	830
Ga	28	78	33	63	93	38	33	30	30	20
Be	7	4	7	19	6	13	10	6	8	5,5
Zn	100	93	107	150	120	130	267	200	10	60
Cu	10	6	29	29	21	20	22	90	10	20
Mo	+	2	3	5	+	2	6	-	-	1
Pb	25	7	67	92	33	89	34	75	20	20
Sn	11	4	33	23	8	13	8	13	7	3
V	-	8	2	42	+	3	2	-	+	40
Ni	-	12	16	8	8	3	3	3	-	8
Cr	2	35	1	23	34	8	1	-	-	5
F	600	760	520	1400	400	400	400	200	400	800
<u>Ba+Sr</u> <u>Rb+Li</u>	7,49	11,3	1,47	0,36	0,52	0,87	0,94	1,60	1,09	

ПРИМЕЧАНИЕ. Здесь и в следующих таблицах определения выполнены: Li, Rb, Cs - пламенно-фотометрическим методом (А.И.Дубровская, М.В.Кузнецова); Be, Ga, Pb, Sn, Mo, Zn, Bi, Ag, Ba, Sr, Cu, Ni, Co, Cr - количественным спектральным (С.П.Атаманова, В.И.Ильчева, М.Г.Лядина); Th, U - рентгенолюминесцентным; Zn, Nb, Y, La, Ce - количественным рентгеноспектральным (В.А.Победоносцев); F - с не-селективным электродом (Т.Г.Степанова).

Таблица 3

Содержание редких элементов в породообразующих минералах щелочных гранитов, г/т

Элементы	Кварц	Альбит- олигоклаз	Альбит	Микроклин	Эгирин- авгит	Эгирин	Феррогас- тингсит	Рибекит	Лепидомелан
Zr	-	10	50	15	30	300	200	200	130
Nb	-	-	-	-	-	-	-	-	550
Ti	10	75	20	50	960	4900	8500	15000	13000
TR	-	-	7	0	745	500	210	800	160
Li	0-3	Сл.	0,5	3	31	500	470	860	3870
Rb	-	Сл.	+	710	11	15	-	3	3550
Cs	-	Сл.	-	20	-	-	-	0	120
Sr	-	100	-	100	-	-	-	-	-
Ba	-	40	-	6	100	25	1000	40	630
Ga	3	10	100	140	10	60	40	45	110
Sc	-	-	-	-	300	-	150	-	3
Be	-	10	20	3	3	6	6	70	10
Zn	-	-	-	-	2000	1300	-	2500	2300
Cu	4	15	-	6	100	10	10	10	30
Pb	20	-	10	20	10	90	10	6,5	100
Sn	-	-	-	-	10	300	20	300	80
V	-	-	-	-	100	1	20	-	40
Ni	-	-	-	-	60	-	-	-	5
Co	-	-	-	-	30	-	4	-	8
Cr	-	10	-	-	5	15	-	5	+
F	-	-	-	-	=	700	4200	9600	3600-23700

вом, фтором. Темные слюды наряду с этими элементами концентрируют ниобий, рубидий, цезий, барий. Микроклин является концентратором и носителем рубидия, цезия, галлия, стронция и бария. Альбит концентрирует галлий и бериллий, эгирин-авгит и феррогастингсит избирательно концентрируют скандий. Из приведенных в табл.1-3 данных следует, что большинство редких элементов находится в состоянии рассеяния в кристаллических решетках породообразующих минералов. Некоторые редкие элементы концентрируются в акцессорных минералах: цирконий (и гафний) - в цирконе, с которым связано около 80-90% элемента, находящегося в породе. Значительная доля ниобия сконцентрирована в блонстрандине, фергусоните, пирохлоре; редкоземельные элементы и иттрий - в монаците, ксенотиме, бритоците, чевкинците, титаните; торий - в ферриторите, торите и хаттоните. Уран, как правило, самостоятельных минералов не образует и рассеян в породообразующих и акцессорных минералах. Также в рассеянной форме находится и свинец, хотя галенит присутствует и как самостоятельный акцессорный минерал.

Характерные особенности пространственного распределения редкометаллических минералов и редких элементов рассмотрены на примере трех массивов: Западно-Кейвского, Лаврентьевского и Белых тундр, по которым проанализировано более 100 представительных проб щелочных гранитов (рис.2). Почти по-

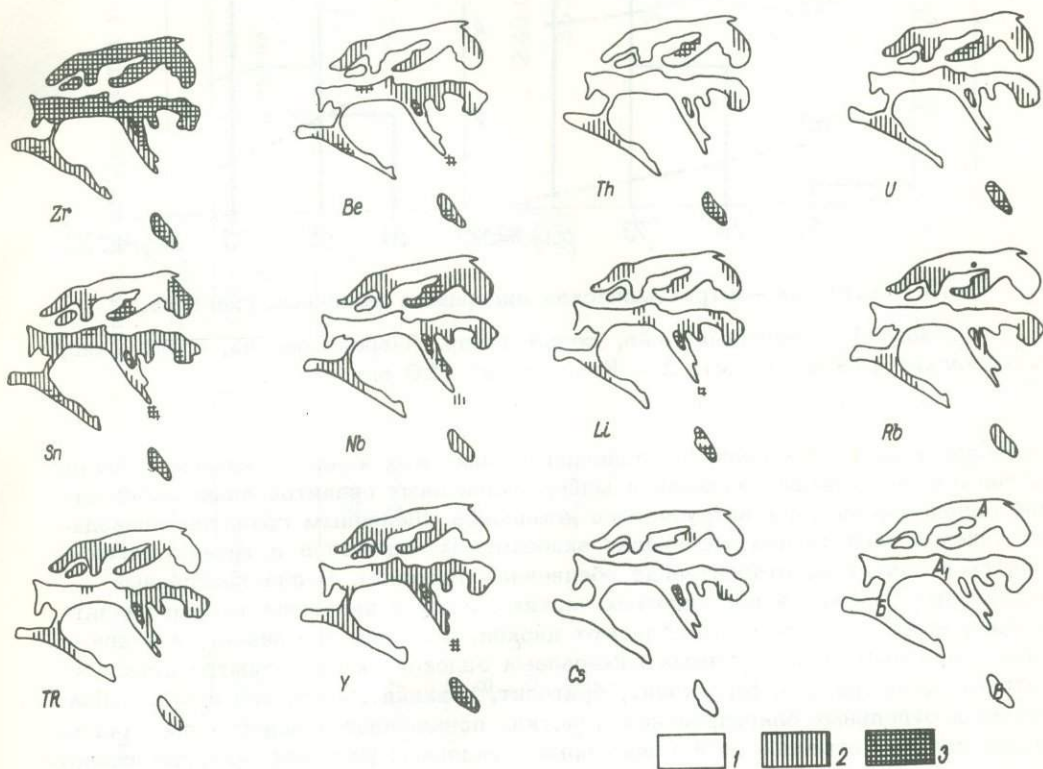


Рис 2. Распределение редких и редкоземельных элементов в массивах Западных Кейв (А-А₁), Белых тундр (В) и Лаврентьевском (В).

1 - содержание ниже кларка для кислых пород; 2 - содержание выше одного кларка; 3 - содержание выше трех кларков.

всемерно устанавливается трехкратное превышение кларковых значений циркония для кислых пород. Содержание бериллия, ниобия, урана, лития и рубидия повышается в апикальных частях массивов и в зонах пологих контактов гранитов с гнейсами лебяжинской серии. Повышенное содержание редких земель, ит-

трия, олова отмечается как в апикальных частях массива, так и в главном магмовыводящем канале, приуроченном к зоне Кульйокского разлома. Неравномерное распределение редких элементов в массивах с различной глубиной эрозионного среза отражается и в неравномерности распределения аксессуарных минералов. В таблицах 4 и 5 приведено распределение редких элементов и

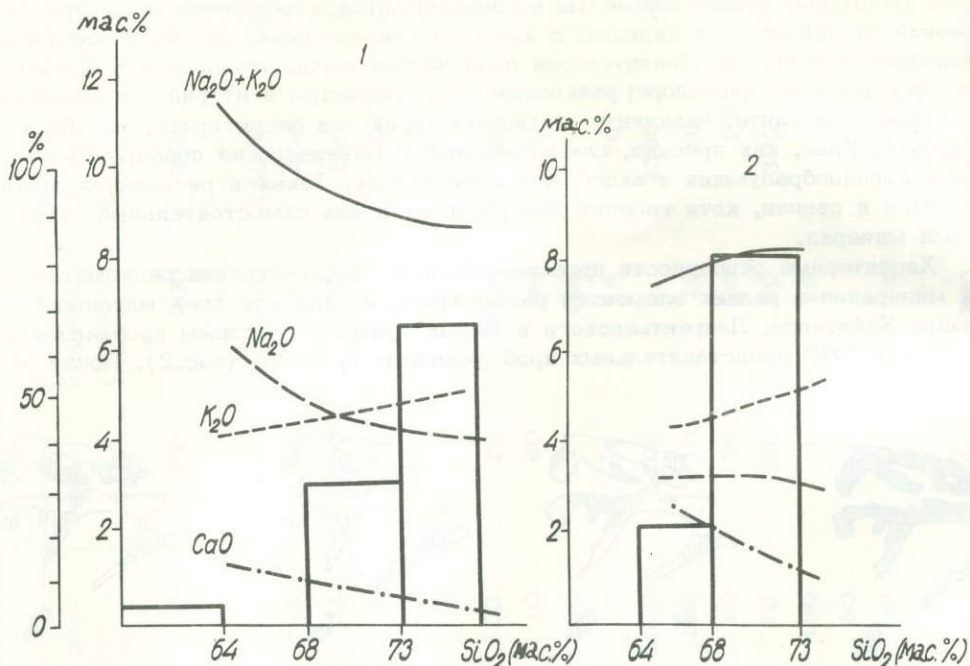


Рис.3. Статистико-петрохимическая диаграмма щелочных гранитов.

Массивы: 1 - Западных Кейв, Белых тундр, Лаврентьевский, Пурначский, Гремяхинский (48 анализов); 2 - Канозерский (10 анализов).

минералов в щелочных гранитах подводящих дайковых каналов, нижних и верхних частей интрузивных залежей и минерализованных гранитов апикальных частей западно-кейвского интрузивного комплекса. Щелочным гранитам подводящих каналов свойственна ассоциация аксессуарных минералов с титанитом, ильменитом и апатитом, относительно обедненная цирконом. В пластообразных интрузивных залежах в подошвенных частях наряду с цирконом широко развит титанит, выше по разрезу преобладают циркон, ильменит и монацит, а в апикалях типичными аксессуарными минералами эндоконтактов являются циркон и циртолит, блонстрандин, фергусонит, бритолит, чевкинит, магнетит и др., образующие в отдельных благоприятных участках повышенные концентрации. Аналогичные явления отмечаются и в некоторых апикальных участках жильных гранитных тел. Для эндоконтактных гранитов и контактов дайкообразных тел наиболее типична циркон-титанит-магнетитовая ассоциация аксессуарных минералов, иногда с торитом, чевкинитом и бритолитом.

Приведенные в табл.2-6 данные свидетельствуют о геохимической специализации кольских щелочногранитных интрузий на редкие металлы. По сумме превышающих единицу коэффициентов концентраций (табл.6) наиболее металлоносным представляется Лаврентьевский массив, для которого установлено 4-8-кратное накопление (по отношению к кларку) циркония, ниобия, свинца, олова, молибдена. Несколько уступают ему массивы Западных Кейв и Понойский. Данные табл.6 являются усредненными, относящимися ко всей массе гранитов без учета минерализованных зон, в отдельных же участках аномальной минерализа-

Таблица 4

Распределение типичных акцессорных минералов в различных частях интрузивного комплекса Западных Кейв, г/т

Минералы	Дайкообразные подводящие каналы (10)	Пластообразные тела				Жильные тела
		нижние части (11)	верхние части (13)	эндоконтакты нижних частей (7)	эндоконтакты апикальных час- тей (8)	
Циркон	804	820	1160	1562	9308	16421
Титанит	1547	14 14	10	4192	16	12
Чевкинит	132	4	10	14	1354	8
Астрофиллит	8	786	279	4	-	-
Магнетит	11	27	90	24914	32199	17583
Ильменит	3176	2288	2775	3537	1441	1096
Рутил	1	+	1	1	3	14
Торит (хаттонит)	-	+	+	335	7	15
Фергусонит	-	-	-	1	+	409
Бломстрандин	10	+	16	22	120	109
Пиррохлор	-	-	2	+	173	2798
Монацит	18	18	192	87	161	108
Ксенотим	-	+	2	-	+	-
Апатит	753	71	108	422	4	34
Бриголит	4	5	39	-	1115	202
Бастнезит	2	26	44	22	213	718
Флюорит	415	205	632	666	89	1143

Таблица 5

Распределение редких элементов в различных частях интрузивного комплекса Западных Кейв, г/т

Элемент	Дайкообразные подводящие каналы (8)	Пластообразные тела				Жильные тела (10)
		нижние части (4)	верхние части (9)	эндоконтакты нижних частей (4)	эндоконтакты апикальных час- тей (8)	
Zr	546	819	822	973	5008	8121
Nb	19	19	29	27	131	212
Ta	+	11	17	4	35	50
Ti	1520	1520	1480	1520	1350	920
TR	241	315	241	554	1755	1246
Y	38	42	39	71	512	207
Th	8	11	15	19	105	327
U	2	4	3	3	28	98
Li	39	27	60	70	58	159
Rb	150	181	252	141	366	506
Cs	2	3	4	9	4	8
Sr	38	65	131	50	104	124
Ba	409	262	147	178	203	153
Ga	29	31	40	33	39	58
Be	4	7	7	8	16	12
Zn	100	100	113	150	1444	877
Cu	1	53	12	8	22	25
Mo	сл.	+	+	13	28	1
Pb	11	16	32	20	309	440
Sn	3	7	7	9	45	1042
V	сл.	7	+	6	2	1
Ni	5	2	+	15	23	11
Co	-	-	+	-	2	+
Cr	-	-	19	3	142	99
F	240	210	350	850	790	900

Таблица 6

Коэффициенты концентрации (K_K) редких элементов в щелочных гранитах крупнейших массивов
Кольского полуострова (средние данные табл.2 по отношению к кларкам кислых пород по /23/)

Элементы	Канозер- ский	Гремяхин- ский	Западно- Кейвский	Белых тундр	Лаврентьев- ский	Понойский	Пачинский	Стрельнин- ский	Пурначский
Zr	6.3	0.5	8.6	2.8	4.0	3.8	3.0	3.6	3.6
Nb	2.1	1.3	1.3	1.3	4.0	2.1	0.7	1.5	1.7
Ta	1.9	0.3	2.5	1.9	1.8	2.5	1.4	1.7	1.5
Y	0.6	0.1	3.1	1.8	3.5	2.9	1.5	1.8	1.5
Th	0.3	=	0.7	1.4	2.9	1.7	=	=	1.1
U	=	=	1.1	2.0		2.6	1.7	1.7	1.1
Li	1.0	0.4	1.7	0.9	3.2	1.9	1.2	1.1	2.0
Rb	0.8	0.4	1.1	1.2	2.2	1.2	1.1	0.9	1.2
Cs	0.0	0.8	0.6	0.2	1.4	0.8	-	-	1.0
Sr	0.8	0.7	0.2	0.4	0.6	0.6	0.3	0.3	0.3
Ba	1.4	1.1	0.4	0.1	0.7	0.1	0.2	0.3	0.1
Ga	1.4	3.9	1.7	1.9	3.2	1.7	1.5	1.5	4.7
Be	1.3	0.7	1.3	2.4	3.5	1.8	1.5	1.1	1.1
Zn	1.7	1.6	1.8	2.2	2.5	4.5	0.2	3.3	2.0
Cu	0.5	0.3	1.5	1.0	1.4	1.1	0.5	4.5	1.1
Mo	+	2.0	3.0	2.0	5.0	6.0	-	-	+
Pb	1.3	0.4	3.4	4.5	4.6	1.7	1.0	3.8	1.7
Sn	3.7	1.3	11.0	4.3	7.7	2.7	2.3	4.3	2.7
V	-	0.2	0.1	0.1	1.1	0.1	0	-	+
Ni	-	1.5	2.0	0.4	1.0	0.4	-	0.4	1.0
Cr	0.4	7.0	0.2	1.6	4.6	0.2	-	-	6.8
F	0.8	1.0	0.7	0.5	1.8	0.5	=	0.3	0.5

ции концентрация аксессуарных элементов может многократно превышать средние значения.

На статистико-петрохимических диаграммах (рис.3) видно, что в массивах эгириин-арфведсонитовых щелочных гранитов наиболее распространены лейкограниты с содержанием SiO_2 более 73 мас.%, а в интрузиях лепидомелан-феррогастингситовых гранитов преобладают мезократовые разновидности с 68-73 мас.% SiO_2 . Для близких по составу Западно-Кейвского, Белых тундр, Лаврентьевского, Понойского, Пурначского и Гремяхинского массивов характерна завершенность эволюционного ряда и высокая щелочность с преимущественным преобладанием натрия над калием. Породам Канозерского массива свойственна меньшая щелочность с калиевым уклоном. Предполагается /3/, что отмеченные отличия обусловлены большей глубиной становления канозерского комплекса. В крупных плутонах отмечены признаки внутрикамерной дифференциации и расслоения, что отразилось в закономерном росте кремнекислотности пород от нижних и центральных зон к апикали интрузивов с одновременным возрастанием видового разнообразия минералов и содержания в них редких и рассеянных элементов, которые концентрируются преимущественно в зонах контактов.

МИНЕРАГЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН ИНТРУЗИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Многообразие геологических условий проявления щелочных гранитов на Кольском полуострове предопределило обилие форм проявления редкометалльной минерагении, но практический интерес имеют только четыре типа:

аномальная минерализация эндоконтактных зон апикальной фации щелочногранитных интрузивов;

минерализация жильных и шпировых тел силекситов, пегматитов пневматолито-гидротермальных образований ближней околоконтактной зоны (эндоконтакт и внутренняя зона экзоконтактного ореола);

минерализация фенитоподобных метасоматитов и скарноидов экзоконтактной зоны и ксенолитов metabазитов;

минерализация пегматитов и гидротермалитов периферических зон эндоконтактного ореола.

Последний тип детально описан в литературе /26, 27, 36, 45/ и во избежание повторений нами не рассматривается. Следует особо отметить, что в отношении альбит-амазонитовых пегматитов, составляющих основную часть рудопроявлений четвертого типа, традиционная трактовка их принадлежности к щелочногранитной серии /3, 7, 12-17, 27, 36, 45, 62/ подвергается сомнению /22/, поскольку геохимические исследования 1985-1986 гг. дали основания для предположения о генетической связи амазонитовых пегматитов с лейкогранитной формацией плюмазитового литий-фтористого ряда, оторванной во времени от агпайтовых щелочных гранитов более чем на 0,5 млрд лет.

Аномальная минерализация эндоконтактных зон апикальной фации щелочногранитных интрузивов

Под аномальной минерализацией подразумевается наличие участков гранитов, обогащенных на порядок и более по отношению к типичным гранитам центральных фаций интрузивов одним или несколькими редкоземельными или редкометалльными минералами. Граниты с аномальными концентрациями редкометалльных аксессуарных минералов, приобретающих в них по существу статус гнездовокрапленной рудной компоненты, в дальнейшем изложении называются мине-

рализованными гранитами (характеристики их состава приведены в табл. 7-9).

Наиболее яркие примеры аномальной минерализации контактных зон гранитных интрузий изучены в хорошо расчлененных эрозией массивах Западных Кейв. Щелочные граниты западно-кейвского комплекса развиты на площади около 1300 км². Главный pluton комплекса представляет собой межформационный лополит мощностью несколько сотен метров /3/. На эрозионном срезе этот единый pluton представлен двумя массивами - Северным и Южным, разделенными провесом кровли.

Строение одного из типовых участков Северного массива показано на рис. 4. На восточном фланге участка контур контакта минерализованных гранитов с биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами лебяжинской серии имеет фестончатую форму, от главного plutона отщепляются пологопадающие субсогласные апофизы. На другом участке более простого геологического строения на значительном протяжении контакта минерализованных гранитов с гранат-биоти-

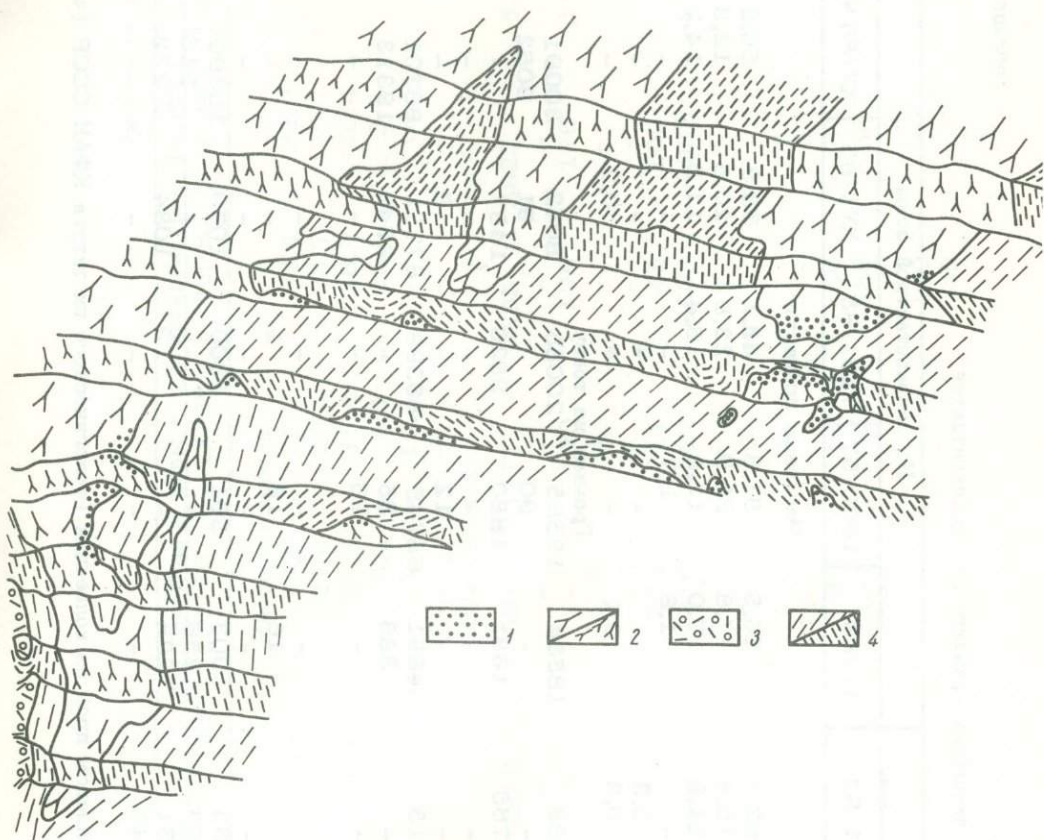


Рис. 4. Блок-диаграмма центральной части массива Западных Кейв.

1 - минерализованные эндоконтактные граниты; 2 - щелочные эгирин-арфведсонитовые граниты; 3 - гранат-мусковитовые сланцы; 4 - биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы.

товыми гнейсами отчетливо устанавливается общее пологое залегание зоны минерализации. Мощность зон минерализованных гранитов непостоянна, она в значительной мере зависит от крутизны контакта и колеблется в пределах первых метров и десятков метров. Переход от гранитов центральной фации к минерализованным гранитам эндоконтакта постепенный.

Минерализованные эндоконтактные граниты внешне отличаются от типичных гранитов центральных зон интрузивов массивным сложением и такситовой



Таблица 7*

Минеральный состав щелочных гранитов зон эндоконтактов

Минералы	Из апофизы		Из эндоконтактной зоны							
	107/57	11/83	10/83	1060/57	7251/85	XУ1/85	XУ/85	XШ/85	XП/85	121/66
Массовые проценты										
Кварц	41,5	62,2	56,5	51,8	48,1	53,9	56,8	52,7	49,3	39,9
Микроклин	24,0	15,4	17,8	23,5	23,8	23,8	12,3	22,6	19,2	26,1
Альбит	18,9	11,8	17,0	12,8	16,4	11,5	14,2	14,9	19,7	21,6
Эгирин	7,6	-	1,8	1,9	-	-	-	0,1	0,6	4,2
Амфибол	0,6	0,5	-	-	+	-	-	-	-	5,9
Биотит	-	0,3	0,1	-	+	0,2	-	0,1	-	+
Грамммы на тонну										
Циркон	12368	28888	18534	18585	20085	8042	30091	12030	8260	4116
Титанит	43	-	-	90	-	91	9052	-	-	357
Чевкинит	2542	2765	1681	1880	9820	1487	-	1394	1291	+
Гранат	+	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Торит (хаттонит)	9	-	-	12	-	5	-	-	132	39
Магнетит	58640	74415	54881	68745	85399	87751	86701	70826	97004	-
Ильменит	-	-	386	35	-	2645	19313	1091	10351	15367
Рутил	+	-	-	26	-	-	-	-	-	-
Пироклор	-	-	-	-	-	-	-	-	-	146
Бломстрандин	-	-	-	-	-	-	-	-	-	301
Апатит	+	-	16	15	1	-	-	5	-	33
Монацит	-	-	-	-	-	-	-	-	6	-
Бритолит	695	1963	903	501	1300	1079	16390	1380	960	-
Флюорит	119	103	256	-	-	-	216	-	-	1250
Бастнезит	-	1351	288	-	13	1084	232	73	11	-
Сульфиды	-	46	-	-	-	-	-	-	380	+

* Здесь и далее в таблицах указаны индексы проб из коллекции Геологического института КФАН СССР (числитель - порядковый номер, знаменатель - год отбора пробы).

Минералы	Из переходной зоны к крупнозернистым гранитам								
	X1/85	X1Y/85	203/76	1X/85	УШ/85	X/85	204/76	198/76	2/77
	Массовые проценты								
Кварц	27.2	30.5	24.0	27.7	33.4	32.9	29.4	29.4	35.9
Микроклин	27.8	28.7	27.2	29.6	23.7	25.7	18.4	29.4	27.3
Альбит	33.9	26.7	28.9	25.4	16.9	20.4	32.7	30.3	25.1
Эгирин	1.1	9.1	15.1	4.6	25.0	3.6	9.8	6.6	11.1
Амфибол	8.7	3.6	3.4	10.3	-	16.5	8.6	3.6	-
Биотит	0.5	0.2	-	-	-	-	-	+	-
	Грамммы на тонну								
Циркон	975	1213	5324	4771	5195	3927	5376	2053	2335
Титанит	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Чевкинит	-	202	-	190	198	176	1898	350	65
Гранат	-	-	5	-	-	-	16	1	-
Торит (хаттонит)	-	-	35	-	-	-	-	-	1
Магнетит	4846	1299	774	9311	45	106	79	49	11
Ильменит	5327	8286	2319	3082	6503	9952	2083	3894	3363
Рутил	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Пирохлор	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Бломстрандин	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Апатит	53	-	-	-	6	10	-	-	-
Монацит	-	-	36	95	50	67	1003	184	70
Бритолит	28	13	5188	704	589	760	704	-	-
Флюорит	190	573	62	-	2	9	165	9	-
Бастнезит	-	668	-	-	140	40	-	600	65
Сульфиды	1117	-	-	-	49	5	-	-	-

Химический состав минерализованных гранитов зон эндоконтакта, мас.%

Компоненты	Из апофизы			Из эндоконтактных зон							Из переходной зоны к крупнозернистым гранитам						
	107/57	11/83	10/83	1060/57	7251/85	ХУ1/85	ХУ/85	ХШ/85	ХП/85	121/66	1Х/85	203/76	УШ/85	Х/85	204/76	198/76	2/74
SiO ₂	75,13	70,73	73,3	74,34	74,84	75,06	71,58	75,00	75,20	73,27	70,55	73,42	72,47	73,71	70,92	74,48	73,56
TiO ₂	0,59	0,53	0,36	0,37	0,43	0,40	0,66	0,42	0,34	0,33	0,41	0,27	0,40	0,49	0,31	0,12	0,15
Al ₂ O ₃	8,23	4,74	6,07	8,69	7,60	6,31	5,33	7,41	7,41	10,23	9,05	8,42	7,77	8,45	9,27	9,47	10,03
Fe ₂ O ₃	5,43	2,81	5,94	6,37	4,73	4,92	5,14	4,85	5,32	3,40	4,35	6,31	6,55	3,53	5,43	3,63	2,90
FeO	2,26	11,22	6,35	2,20	4,33	5,32	4,47	4,56	3,89	1,96	3,07	1,44	2,49	4,41	2,90	1,77	2,10
MnO	0,13	0,166	0,135	0,07	0,058	0,073	0,18	0,076	0,11	0,07	0,08	0,07	0,10	0,06	0,09	0,05	0,055
MgO	0,04	0,05	0,04	0,17	0,06	0,12	0,10	0,04	0,14	0,03	0,05	0,00	0,02	0,05	0,00	0,00	0,15
CaO	0,15	0,40	0,32	0,20	0,20	0,12	0,29	0,18	0,37	0,27	0,55	0,65	0,70	0,48	0,65	0,56	0,27
Na ₂ O	2,52	1,45	2,31	2,00	1,94	1,36	1,67	1,76	2,40	4,59	4,40	4,49	5,05	4,14	5,15	4,32	3,88
K ₂ O	4,34	2,60	3,12	3,85	4,15	4,04	2,08	3,81	3,23	4,41	5,02	4,76	4,09	4,34	4,47	4,98	4,61
H ₂ O ⁻	0,16	0,41	0,15	0,28	0,00	0,09	0,00	0,00	0,08	0,16	0,31	0,04	0,25	0,28	0,05	0,02	0,06
H ₂ O ⁺	0,32	0,99	0,29	0,007	0,59	0,09	1,35	0,53	0,59	-	0,00	0,12	0,00	0,02	0,33	0,42	1,82
F	-	0,040	0,022	-	0,034	0,034	0,17	0,03	0,04	0,25	0,024	-	0,15	0,057	0,04	0,03	0,046
CO ₂	-	-	-	-	-	0,00	0,56	0,00	0,19	0,06	0,10	-	0,15	0,02	-	-	-
Cl	-	-	-	-	-	0,00	0,00	0,00	0,00	-	0,01	-	0,01	0,01	-	-	-
P ₂ O ₅	0,03	0,05	0,03	0,04	0,00	0,01	0,05	0,01	0,02	0,01	-	0,00	-	-	0,01	0,00	0,00
$\frac{K+Na}{Al}$	1,06	1,11	1,18	0,85	1,01	1,05	0,94	0,94	1,00	1,02	1,39	1,51	1,63	1,36	1,44	1,3	1,14
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe+Mg}$	99	99,5	99,4	96	97,5	97,8	98,4	99,2	97,6	99,0	99,0	100	99,1	98,1	100	100	94,2
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	68	17,9	45,7	72	49,1	45,6	50,3	47,5	55,0	68,0	56,0	79,6	70,0	41,9	63,0	64,8	55,4

Таблица 9

Содержание редких элементов в минерализованных гранитах зон эндоконтактов, г/т

Элемент	Из апофизы			Из эндоконтактной зоны							Из переходной зоны к крупнозернистым гранитам						
	10/757	11/83	10/83	1060/57	7251/85	XУ1/85	XУ/85	XШ/85	XП/85	121/66	203/76	1X/85	УШ/85	X/85	204/76	198/76	2/74
Zr	6975	17475	9450	9450	13450	4200	16500	6200	5000	2175	2700	2300	2800	1600	1700	820	1100
Nb	133	371	210	161	380	320	460	480	450	300	80	140	140	130	90	37	60
Ta	30	56	24	48	100	100	200	100	-	-	100	100	100	100	100		100
TR	2170	9720	4140	3660	5850	3770	20700	4300	5040	948	965	1220	1580	1000	2040	365	365
Sr	300	60	30	100	80	70	300	100	110	сл.	30	40	40	20	30	100	30
Ba	300	170	170	890	450	50	450	70	50	сл.	30	70	50	50	30	430	30
Ga	40	39	43	28	40	60	70	80	70	30	37	45	35	35	44	41	41
Be	31	20	23	4	10	25	60	40	30	3	1	5	5	4,5	30	10	10
Zn	3000	3200	2800	300	1000	1200	1300	1300	2000	300	200	590	1100	560	500	100	100
Cu	10	89	49	10	70	20	20	15	20	сл.	10	10	10	10	10	10	-
Pb	200	940	620	200	290	200	1300	310	330	30	120	140	150	120	160	64	64
Sn	42	100	93	68	61	60	200	110	100	-	23	22	22	20	24	14	-
Mo	-	3	2,2	-	2	4	2	4	2	15	0,02	4	2	3	-	-	-
Ag	-	-	0,2	-	0,2	0,2	2	0,2	0,2	-	-	0,2	0,2	0,2	-	-	-
Ni	20	52	19	-	6,5	25	10	15	15	65	сл.	10	10	9	сл.	-	-
Cr	20	400	390	-	300	2500	1000	850	850	-	30	450	350	250	30	30	30

структурой, связанной с наличием неравномернозернистых желваков, прожилков, стяжений аксессуарных минералов и кварца. Эти обособления группируются в прослой мощностью до 2 м, параллельны контактам или образуют тела типа "пузырей" или "сигар", вытянутых согласно с более или менее отчетливо проявленной линейностью (рис.5). В окраске минерализованных пород преобладают либо светлые тона, если они обогащены кварцем, альбитом и бледно-зеленым

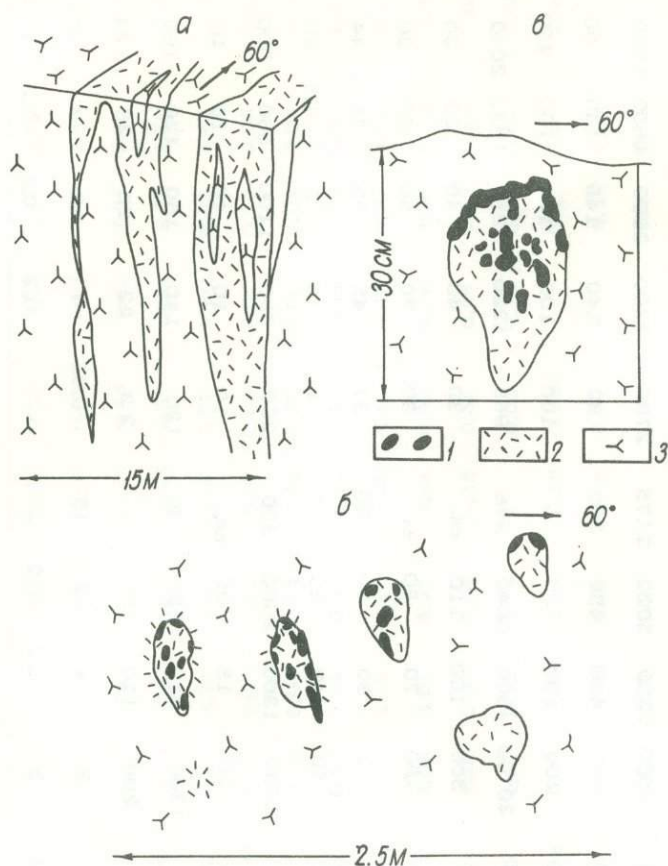


Рис.5. Шлировые обособления в минерализованном граните.

1 - аксессуарная минерализация; 2 - пегматоидные обособления; 3 - мелкозернистый щелочной гранит.

амазонитом, либо коричневато-бурые цвета, обусловленные обилием аксессуарных минералов, покрытых корочками продуктов выветривания, и концентрацией темноцветных породообразующих минералов.

Кварц, альбит и микроклин в минерализованных гранитах образуют зерна с ксеноморфными очертаниями. Кварц в крупных выделениях трещиноват, обладает отчетливо выраженным ^{волнистым} угасанием, как правило, содержит множество газожидких включений. Эгирин - бледно-зеленый до бесцветного, часто пойкилитический, сохраняется лишь в отдельных участках; по эгирину может развиваться рибекит, а также магнетит в ассоциации с цирконом и другими аксессуарными минералами. Рудные минералы в породе образуют скопления и вытянутые цепочки, пересекающие как полевые шпаты, так и кварц (рис.6). Циркон выделяется в виде крупных и мелких, иногда отчетливо зональных зерен как единичных, так и сгруппированных в гнездовые скопления до нескольких сантиметров в поперечнике. В таких агрегатах зерна циркона как бы цементируются бо-

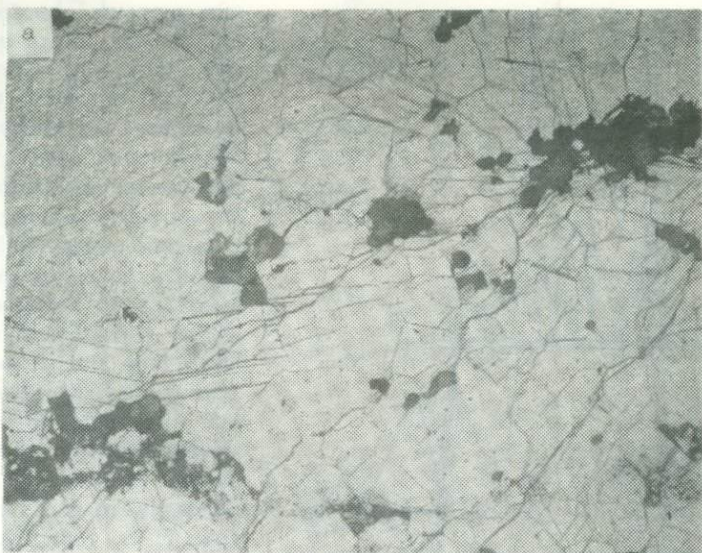


Рис.6. Выделения аксессуарных минералов в минерализованном граните.
 а - в основной массе породы; б - в шлировых обособлениях. Ув.20,
 без анализатора.

лее крупными выделениями чевкинита, бритолита, флюорита. Магнетит в породе образует крупные кристаллы, содержащие включения циркона, а также мелкие зерна и агрегаты кристаллов, заключенные в кварце, полевых шпатах, бритолите и чевкините. Вся рудная минерализация развивается на поздних этапах магматической кристаллизации, поскольку залечивающие контракционные трещины в гранитах поздние кварцевые жилы, лишенные рудных минералов, пересекают уже минерализованные граниты.

На рисунках 7, 8 приведены геохимические профили, составленные по простиранию инъецирующей амфиболовые гнейсы апофизы Северо-Кейвского массива. Апофиза имеет крутые контакты с запада и востока и сравнительно пологие северный (верхний) и южный (нижний). В гранитах апофизы содержа-

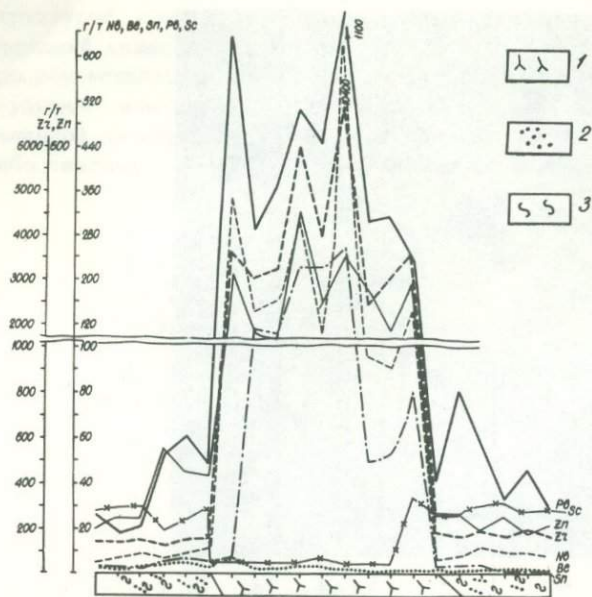


Рис.7. Распределение Zr, Nb, Pb, Sn, Zn, Sc, Be в апофизе щелочных гранитов, инъецирующей амфиболовые гнейсы.

1 - щелочные минерализованные граниты; 2 - магнетитовые скарноиды; 3 - амфиболовые гнейсы.

ми (рис.9, табл.11, 12). Таким образом, независимо от состава вмещающих пород существенного обмена рудными компонентами между ними и краевыми зонами щелочногранитных интрузий не происходит.

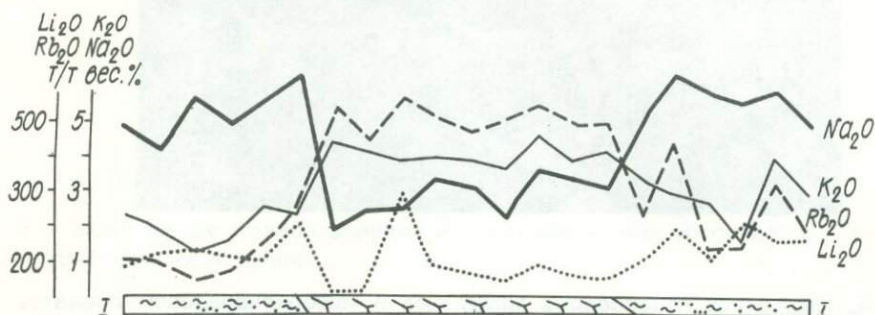


Рис.8. Распределение Na_2O , K_2O , Rb_2O , Li_2O в апофизе щелочных гранитов, инъецирующей амфиболовые гнейсы.

Условные обозначения см.рис.7.

Приведенные и другие имеющиеся данные свидетельствуют о связи редкометалльной минерализации эндоконтактных зон щелочных гранитов с накоплением редких элементов в процессе становления щелочногранитных массивов непосредственно из агпайтовой магмы, изначально обогащенной цирконием, ниобием, редкоземельными элементами. Для минерализованных гранитов, так же как и для типичных щелочных гранитов, характерна высокая общая железистость (96-99%) и широкие вариации коэффициента агпайтности (0.85-1.5). Последний несколько ниже, чем для типичных гранитов, и в отдельных пробах

ние циркония, ниобия, олова, свинца, цинка на порядок выше, чем в боковых породах, но вынос рудных элементов из интрузива практически отсутствует. В распределении щелочей такой четкости не наблюдается, в амфиболовых гнейсах экзоконтакта содержание щелочей резко колеблется, что может быть связано с их частичной миграцией из интрузии во вмещающие породы. Аналогичные выводы можно сделать, сравнивая данные химических анализов пород по тому же профилю (рис.7, 8, табл.10). Обращает на себя внимание высокое содержание в боковых породах фтора, который фиксируется в амфиболовых гнейсах в виде новообразований флюорита.

Сходное распределение редких элементов отмечено и на участках контакта минерализованных гранитов с гранат-биотитовыми гнейсами

Таблица 10

Химический состав пород зоны контакта щелочных гранитов и амфиболовых гнейсов, мас.%

Компоненты	Амфиболовый гнейс нижнего контакта			Щелочные граниты				Амфиболовый гнейс верхнего контакта			
	7115/83	7115/83	7121/83	7122/83	7125/83	7129/83	7131/83	7132/83	7133/83	7135/83	7137/83
SiO ₂	55,15	54,24	54,11	76,40	73,68	73,64	70,26	54,00	52,47	44,62	54,93
TiO ₂	0,94	0,87	1,13	0,35	0,51	0,41	0,54	0,96	1,45	1,07	1,00
Al ₂ O ₃	12,46	11,91	13,13	7,52	7,55	7,99	7,53	13,54	15,49	11,18	13,07
Fe ₂ O ₃	3,84	9,43	4,52	4,14	5,61	5,19	1,33	5,76	5,41	15,98	3,88
FeO	8,76	9,18	8,16	3,49	3,53	2,85	11,03	7,26	8,14	10,79	9,28
MnO	0,179	0,226	0,186	0,112	0,123	0,095	0,119	0,176	0,146	0,301	0,174
MgO	3,15	1,77	2,95	0,00	0,02	0,02	0,03	2,71	1,48	2,54	2,37
CaO	6,06	4,23	4,77	0,10	0,35	0,26	0,43	5,52	3,30	4,06	5,72
Na ₂ O	4,93	5,22	6,45	2,45	3,39	3,61	3,25	5,30	6,64	5,65	5,08
K ₂ O	2,32	1,55	2,32	4,16	3,84	4,39	4,05	3,26	2,95	1,65	2,81
H ₂ O ⁻	0,12	0,13	0,32	0,16	0,12	0,24	0,22	0,27	0,06	0,24	0,20
H ₂ O ⁺	1,27	0,13	1,36	0,57	0,83	0,72	1,29	0,83	1,59	1,43	1,10
P ₂ O ₅	0,19	0,20	0,20	0,04	0,00	0,01	0,01	0,18	0,24	0,11	0,18
F ^v	0,54	0,30	0,55	0,011	0,014	0,008	0,008	0,33	0,29	0,58	0,49
CO ₂	0,04	0,00	0,20	0,05	0,05	0,15	0,24	0,12	0,12	0,03	0,04
П.п.п.	0,02	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,00	0,00	0,00

Химический состав щелочных гранитов и гранат-биотитовых гнейсов зоны контакта, мас.%

Таблица 11

Компоненты	Минерализованные щелочные граниты апикальной зоны ПЛУТОНА			Биотитовые гнейсы					Щелочные граниты из эндоконтактной зоны крутопадающего тела	
	7247	7249	7251	7252	7254	7260	7262	7264	7265	7266
SiO ₂	71.47	73.24	74.84	67.75	67.05	71.56	69.89	68.97	77.21	75.87
TiO ₂	0.51	0.18	0.43	0.70	0.90	0.72	0.76	0.45	0.31	0.39
Al ₂ O ₃	11.23	7.61	7.60	12.22	13.60	11.43	12.22	12.06	9.63	10.33
Fe ₂ O ₃	2.24	6.92	4.73	1.80	1.30	0.46	3.01	2.90	2.76	0.90
FeO	3.20	3.22	4.33	5.08	5.67	5.65	3.36	3.36	2.36	3.40
MnO	0.059	0.051	0.058	0.12	0.12	0.097	0.13	0.12	0.02	0.06
MgO	0.10	0.09	0.06	0.82	0.36	0.40	0.39	0.39	0.04	0.03
CaO	0.33	0.18	0.20	1.77	1.57	1.01	1.59	1.57	0.10	0.37
Na ₂ O	4.68	1.96	1.94	4.76	3.42	2.82	4.29	4.67	4.47	4.00
K ₂ O	5.37	4.78	4.15	3.32	4.31	4.84	4.10	4.23	2.56	4.72
H ₂ O ⁻	0.14	0.09	0.00	0.00	0.17	0.00	0.40	0.21	0.25	0.33
H ₂ O ⁺	0.39	0.45	0.59	1.29	1.12	0.88	0.12	0.12	0.00	0.00
Zr ₂ O ₂	0.77	0.36	0.57	0.032	0.047	0.037	0.03	0.03	0.10	0.04
Nb ₂ O ₅	0.005	0.036	0.054	0.003	0.012	0.003	0.003	0.003	0.007	0.004
F'	0.060	0.042	0.034	0.12	0.046	0.057	0.077	0.068	0.009	0.065
CO ₂	0.00	0.12	0.10	0.11	0.11	0.00	0.10	0.02	0.02	0.00
Cl'	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	100.03	99.94	100.34	100.08	99.95	100.02	100.06	99.16	99.75	100.44
-O~ F' ₂	0.02	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.03	0.03	-	0.03
Сумма	100.01	99.92	100.33	100.03	99.93	100.00	100.03	99.13	-	100.41
Аналитики	Е.А.Кульчицкая					К.М.Бабкина				

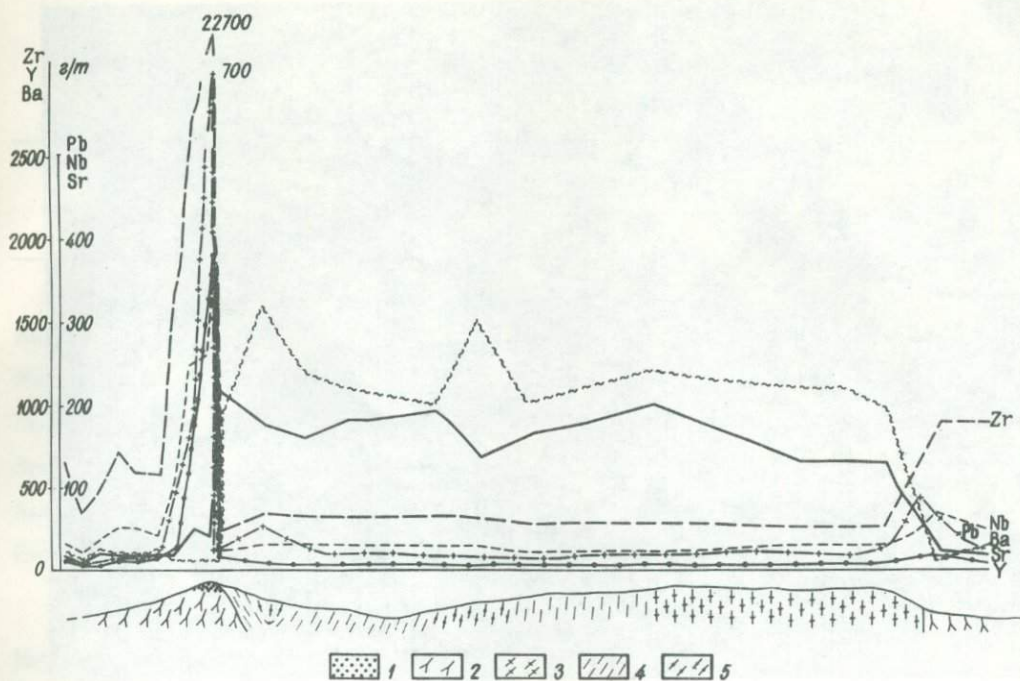


Рис.9. Геохимический профиль через зону контакта щелочных гранитов с гнейсами лебяжинской серии.

1 - минерализованный гранит; 2 - щелочной гранит; 3 - амфиболовый гнейс; 4 - биотитовый гнейс; 5 - гранат-биотитовый гнейс.

минерализованных разновидностей имеет значение меньше единицы, по-видимому, за счет выноса во вмещающие породы части натрия.

Минерализация силекситов, пегматоидов, пневматолито-гидротермальных жил апикальной фации и внутренних зон контактного ореола интрузий

В прилегающих к пологим контактам щелочногранитных интрузий зонах широко развиты жилы и шпиревые обособления. Их размеры, форма и состав разнообразны. Некоторые, залегая внутри гранитов и будучи связанными с ними переходами, аналогичны фациальным внутрикамерным пегматитам. Вторая группа имеет четкие границы и по структурно-текстурным особенностям и характеру внутренней зональности тел (от полевошпатовых зальбандов до кварцевых ядер) соответствует фазовым инъекционным жилам альбит-микроклиновых пегматитов с щелочной ассоциацией цветных минералов (табл.13-17, пробы 45/81, 3/74).

Особую группу составляют силекситы с богатой и разнообразной рудной минерализацией. Внутри интрузивов они слагают шпире неправильной формы (лешковидные, изометричные, сигарообразные) с нечеткими переходными границами к окружающим окварцованным гранитам (рис.10); в гнейсах экзоконтактной зоны силекситы образуют четковидные и пластинообразные жилы с резкими, секущими границами.

Силекситы представляют собой неравномернозернистые такситовые породы с незакономерным чередованием участков от мелкозернистых до пегматоидных по размеру кристаллов и от монокварцевых до кварц-полевошпатовых и кварцево-рудных по составу. В типовых проявлениях силекситов содержание кварца



Рис.10. Шлировое обособление силексита в щелочном граните.

не ниже 50%. По содержанию полевых шпатов различаются две подгруппы: бесполевошпатовые и полевошпатовые силекситы (с суммарной концентрацией альбита и микроклина до 15%). Контрастно разделяются силекситы на два минерально-петрохимических типа по щелочности и соответствующему ей видовому составу цветных минералов. По этим признакам выделены плюмазитовый слюдяной тип (с биотитовым, амфибол-биотитовым и двуслюдяным подтипами) и агпаитовый эгириновый тип. Первый тип характерен для залежей, контактирующих с глиноземистыми гнейсами и сланцами, второй локализуется полностью внутри щелочногранитных интрузивов.

Типоморфные сквозные минералы "рудной" ассоциации в силекситах - циркон, ильменит и магнетит. К ним в переменном количестве добавляются развитые неповсеместно и резко неравномерно (от первых граммов до десятков килограммов на тонну породы) блонстрандин, чевкинит, фергусонит, бритолит, бастнезит, торит (хаттонит). Специфической особенностью краевых фаций силекситовых жил, контактирующих с гранат-ставролит-мусковитовыми сланцами, является аномальное обогащение цинковой шпинелью. На контактах с гнейсами-метасоматитами отмечаются локальные скопления флюорита с концентрацией его до первых процентов.

В силекситах сложны и своеобразны взаимоотношения многочисленных генераций редкометалльных минералов. По-видимому, наиболее ранними минералами силекситов являются блонстрандин, чевкинит и частично циркон. Последний выступает в качестве сквозного минерала и проходит через весь процесс, завершая рудогенное минералообразование. Характерно, что и в самих материнских гранитах блонстрандин, чевкинит и циркон выделяются на магматической стадии процессов минералообразования, раньше большинства других аксессуаров. В силекситах блонстрандин образует относительно крупные (до 5x10x12 см) доскообразные незакономерно ориентированные кристаллы. Наблюдается повсеместное дробление кристаллов раннего кварца и блонстрандина и выделение подавляющего большинства темноцветных породообразующих (биотит, рибекит, эгирин) и рудных минералов вдоль зон дробления и их пересечения с образованием струйчатых или желваковых образований.

Таблица 12

Минеральный состав щелочных гранитов и гнейсов
из контакта апикальной зоны интрузии

Минералы	Минерализованные щелочные граниты			Гнейсы	
	7247	7249	7251	7254	7260
Массовые проценты					
Кварц	26.5	41.6	48.1	34.1	35.4
Микроклин	31.8	28.3	23.8	21.3	21.3
Плагиоклаз	29.7	14.4	16.4	32.5	28.9
Эгирин	5.0	1.9	-	-	-
Амфибол	6.2	+	+	-	+
Биотит	-	+	+	6.8	13.2
Грамм на тонну					
Циркон	1352	9804	20085	35	-
Титанит	-	238	-	-	-
Чевкинит	-	371	9820	-	-
Магнетит	19	123136	85399	1719	-
Ильменит	6093	-	-	63	3
Торит	24	1598	-	-	-
Монацит	38	-	-	-	-
Апатит	1	-	1	2016	351
Бритолит	-	142	1300	-	-
Бастнезит	7	2515	13	-	181
Флюорит	56	+	+	812	1027
Гранат	-	-	-	9050	11459
Рутил	7	-	-	-	-

Процессы минералообразования в силекситах имеют, вероятно, меньший РТ-диапазон, по сравнению с пегматитами, в которых развивается комплекс специфических гидротермальных минералов, мало характерных или отсутствующих в силекситах /27/. В то же время геологическая позиция силекситов и пегматитов в приконтактных зонах апикальной фации щелочногранитных интрузий однотипна (рис.11-13), более того, отмечаются случаи взаимопереходов от обогащенных кварцем пегматоидных шпиров к силекситовым залежам, что можно продемонстрировать на примере детального участка "Западный" (рис.13). На его восточном фланге силекситы слагают два линзовидных тела видимой мощностью до 10 м, сменяющихся по простиранию, а также при приближении к контакту с гранитным плутоном такситовыми крупнокристаллическими до блоковых пегматоидами, по валовому составу близкими к лейкократовым гранитам. Здесь же хорошо выражена тенденция быстрого уменьшения размерности минеральных агрегатов в телах силекситов с удалением от интрузива и с уменьшением мощности жил. Уже на расстоянии 20-30 м от границы интрузии

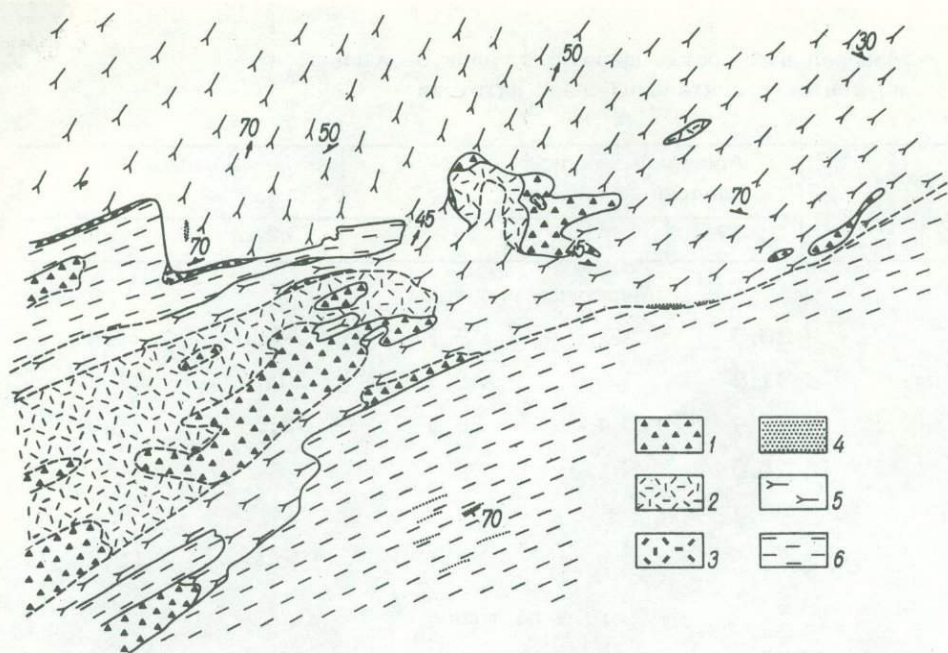


Рис.11. План участка "Восточный": развитие силекситов и пегматитов в зоне контакта щелочных гранитов и биотитовых гнейсов.

1 - силекситы; 2 - пегматиты с розовым микроклином; 3 - амазонитовый пегматит; 4 - кварцевые жилы; 5 - щелочные граниты; 6 - биотитовые гнейсы.

зива появляются мелкозернистые слюдяные силекситы и тонкие прожилки "сливного" кварца, иногда обогащенные акцессорными минералами.

Активное взаимодействие минералообразующей среды, формировавшей тела силекситов, с боковыми породами проявилось не только в отмеченной выше зависимости щелочности силекситов от характера вмещающих пород, но и в образовании отчетливого ореола метасоматического ослюденения и окварцевания вокруг экзоконтактных залежей силекситов. Гранат местами полностью замещается в таком ореоле биотитом, по кианитовым сланцам развиваются слюдиты, снижается содержание ставролита, в меланократовых амфибол-гранатовых слоях отмечено появление сетчатых прожилковых систем микроклинитов. В то же время, как и на контактах гнейсов с минерализованными апикальными фашиями щелочногранитных интрузий, выноса редких и рудных элементов в окосилекситовый ореол практически не наблюдается. Как показано на примере участка "Западный", обогащения гнейсов и сланцев редкоземельно-редкометалльной минерализацией в полях силекситов не происходит (табл.16). Напротив, имеются признаки контаминации силекситов ксеногенными резистентными минералами - гранатом, анатазом, шпинелью.

Обобщая данные о геологическом положении силекситов и особенностях их внутренней структуры и состава, мы приходим к заключению, что силекситы представляют собой закономерное звено в ряду последовательных продуктов внутрикамерной кристаллизационной дифференциации щелочногранитных интрузий. Ранние высокотемпературные члены ряда представлены собственно ортомагматическими гранитами и флюидно-магмагенными образованиями типа фашиальных шлировых пегматитов. Переход остаточных флюидизированных гранитных расплавов в высококонцентрированные флюидно-солевые растворы-расплавы с высоким содержанием кремнезема на конечной стадии консолидации плутонов приводит к появлению специфической группы жильных силекситов, в которых сочетаются признаки интрузивных образований со свойствами пневматолито-гидротермальных жил выполнения. Рудная минерализация в силекситах имеет

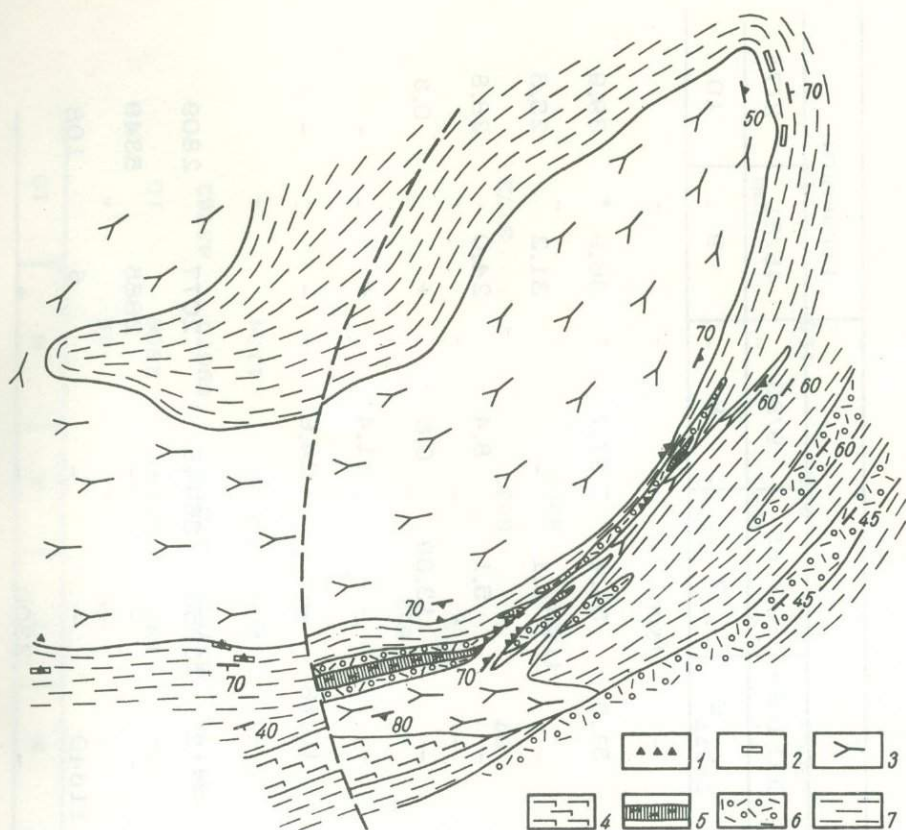


Рис.12. Стрoение участка "Западный": развитие силекситов и амазонитовых пегматитов.

1 - минерализованные силекситы; 2 - амазонитовые пегматиты; 3 - щелочные граниты; 4 - кварцевые диориты; 5 - кянитовые сланцы, участками превращенные в слюдиты; 6 - ставролит-гранатовые и мусковит-гранатовые сланцы; 7 - биотитовые, амфибол-биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы.

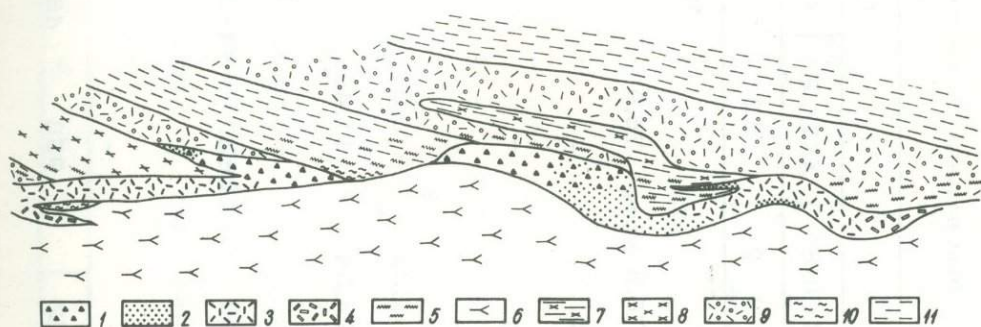


Рис.13. Стрoение зоны контакта участка "Западный".

1 - пегматоидные силекситы; 2 - мелкозернистые силекситы; 3 - пегматиты; 4 - амазонитовые пегматиты; 5 - инъекционные кварц-полевошпатовые жилки; 6 - щелочные граниты; 7 - ослуденелые кянитовые сланцы; 8 - кянитовые сланцы; 9 - гранат-мусковитовые сланцы; 10 - амфиболиты; 11 - биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы.

Таблица 13

Минеральный состав силекситов и пегматитов контактных зон интрузий щелочных гранитов

Минералы	Силекситы							Пегматиты	
	XXШ/85	XXIX/85	XXУШ/85	XXX/85	XXУ1/85	XXУ/85	9/83	45/81	3/74
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Массовые проценты									
Кварц	78,8	75,9	54,6	62,4	51,5	58,4	37,7	36,9	39,9
Микроклин	-	-	-	-	-	6,1	-	31,2	25,5
Альбит	-	-	-	-	-	5,1	8,4	24,0	28,8
Эгирин	-	-	-	-	-	13,69	0,6	+	0,3
Амфибол	1,22	0,01	0,08	-	-	-	11,4	+	-
Биотит	14,34	11,48	37,35	15,0	10,48	-	24,6	-	-
Грамммы на тонну									
Циркон	26493	12827	48922	48871	9712	25953	56445	2077	2809
Титанит	-	-	-	-	-	-	-	2885	5349
Чевкинит	-	-	-	18481	11640	-	-	6	108
Гранат	10352	958	4646	-	-	2300	-	+	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Астрофиллит	-	-	-	-	-	48	-	28	-
Торит (хаттонит)	300	1660	5776	-	217	1877	8114	2306	10
Магнетит	13595	89668	1435	83339	287154	85799	27277	69670	43762
Ильменит	11427	19617	4008	7936	8124	1206	30666	1134	-
Гематит	-	576	-	+	-	76	-	-	-
Анаказ	+	-	+	-	-	-	-	-	-
Лейкоксен	8	-	-	3830	-	563	-	-	-
Пироклор	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Фергусонит	-	-	673	-	97	-	8557	7	3172
Бломстрандин	-	-	-	-	-	47488	8368	-	-
Монацит	2864	-	163	1752	-	-	-	+	+
Ксенотим	1594	-	1398	-	-	1200	-	-	-
Бриттолит (иттри- алит и таленит)	-	-	-	53205	59577	-	51482	-	-
Флюорит	+	267	+	3542	+	+	1841	-	268
Бастнезит	-	789	11798	5052	3094	905	228	115	115
Тенгерит	-	-	-	-	-	-	+	-	-
Галенит	-	-	-	367	1	-	-	-	-
Пирит	13	-	-	-	-	-	-	1	-
Молибденит	3	-	-	-	-	-	-	-	-

Таблица 14

Химический состав силекситов и пегматитов контактных зон интрузий щелочных гранитов, мас. %

Компоненты	Силекситы						Пегматиты		
	XXШ/85	XX1X/85	XXУШ/85	XXУ1/85	XXУ/85	9.83	45/81	3/74	2845-5
SiO ₂	78.16	77.05	68.36	54.75	74.52	55.95	72.46	75.46	75.60
TiO ₂	1.31	1.75	1.04	2.24	1.87	2.38	0.32	0.20	0.21
Al ₂ O ₃	3.13	1.98	6.39	1.88	3.10	2.47	10.27	10.00	9.83
Fe ₂ O ₃	2.98	8.57	4.17	17.89	7.03	9.07	4.66	2.36	3.70
FeO	6.70	5.79	8.72	11.18	4.46	7.85	3.37	3.01	1.61
MnO	0.12	0.10	0.052	0.24	0.10	0.74	0.05	0.05	0.04
MgO	0.22	0.43	0.14	0.36	0.13	0.81	0.02	He обн.	0.05
CaO	0.16	0.03	0.15	1.31	0.57	2.35	0.13	0.42	0.40
Na ₂ O	0.20	0.02	0.50	0.30	2.60	2.16	2.84	3.10	3.14
K ₂ O	0.99	0.74	2.49	0.75	1.11	1.87	5.27	4.33	4.53
H ₂ O ⁻	0.37	0.33	0.53	0.00	0.09	0.26	0.07	0.12	0.00
H ₂ O ⁺	1.81	1.41	2.30	2.20	0.50	1.50	0.35	0.41	0.35
F ⁻	0.044	0.057	0.10	0.23	0.022	0.46	0.018	0.031	0.10
P ₂ O ₅	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.26	0.02	0.00	0.01
$\frac{K+Na}{Al}$	0.47	0.35	0.56	0.68	1.80	2.2	1.0	0.98	1.02
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	96.3	94.5	96.1	97.8	98.0	91.8	99.9	100	98
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	29.0	57.1	29.5	64.5	58.3	50.7	55.0	19.4	67

Аналитик Е.А. Кульчицкая.

Таблица 15

Содержание редких элементов в силекситах и пегматитах контактных зон интрузий щелочных гранитов, г/т

Эле- менты	Силекситы						Пегматиты	
	XXIII/85	XXIX/85	XXVШ/85	XXV I/85	XXV/85	9/83	45/81	3/74
Zr	13300	6300	19500	4300	8500	33900	1275	990
Nb	5400	2900	2300	50	5500	4935	180	710
Ta	400	100	100	100	300	120	100	100
TR+Y	6300	2600	6100	46000	6500	50490	1400	790
Sr	10	10	10	10	10	70	150	100
Ba	140	110	160	50	80	650	410	30
Ga	15	15	40	60	10	24	35	150
Be	4	5,3	8,2	4,1	4,6	25	2	10
Zn	1800	1800	1700	4700	560	2800	250	100
Cu	15	15	6	7	10	14	5	25
Mo	15	1	2	2,8	2	2,7	3	=
Ag	0,2	-	0,2	0,2	0,2	0,2	1	=
Pb	1200	450	1000	500	640	1200	200	50
Sn	11	24	75	79	42	34	25	=
Ni	10	9	5	10	10	15	13	сл.
Cr	700	450	600	500	400	350	52	30

не наведенную природу, а присуща им значительно как следствие "остаточной" концентрации флюидофильных элементов.

В подобной генетической интерпретации группа силекситов как самостоятельный рудолокализирующий элемент магматогенно-гидротермальных систем щелочногранитной формации на Балтийском щите выделяется впервые. Ранее большая часть этой группы включалась в обширное семейство гидротермалитов. Так, А.П.Калита /37/, характеризуя гидротермалиты щелочногранитной формации, подчеркивал, что образуются они "...из поздних, обогащенных редкими элементами растворов, которые могут формировать жилы выполнения или в благоприятных геолого-структурных условиях производить метасоматоз с образованием метасоматических редкометалльных месторождений" (с.127). Как показано выше, вся редкометалльная минерализация концентрируется в пределах силекситов, а также и минерализованных гранитов и связана непосредственно с магматическим процессом на стадии его завершения.

Силекситовый тип минерализации известен в районе Джэбел Хамра в Саудовской Аравии /64/, где он, так же как и на Кольском полуострове, имеет геохимическую близость с позднепротерозойскими щелочными гранитами комплекса Хиджар и связан с ними генетически. По среднему содержанию редких элементов в 30 анализах силекситы из Джэбел Хамра (табл.18) во многих чертах сходны с силекситами Кольского региона. Для них также характерно низкое содержание глинозема и щелочей, высокое общее содержание железа и максимальные значения коэффициента железистости пород.

Таблица 16

Минеральный состав силекситов, гнейсов и сланцев детального участка "Западный"

Минералы	Силекситы							Гнейсы				Ставролит-гранатовые сланцы			Кванитовые сланцы	
	2845	2845/2	XXIX/85	XXIII/85	2846	2847	2840	7326	7332	7335	2845-1	7312	7333	2846-1	7313	7334
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Массовые проценты																
Кварц	67,5	63,3	75,9	78,8	78,9	76,9	80,2	39,2	44,1	53,9	49,9	38,8	30,4	61,7	27,2	3,6
Микроклин	0,2	0,2	-	-	-	0,2	2,6	26,7	31,4	28,0	26,9	0,1	0,8	13,6	-	-
Плагиоклаз	0,5	8,2	-	-	-	3,4	-	12,6	7,5	2,9	16,3	0,1	0,5	7,5	4,9	13,9
Амфибол	+	+	0,01	1,22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	+
Биотит	18,9	13,7	11,48	14,34	6,2	14,3	+	17,9	15,6	14,8	2,6	1,8	1,2	2,4	2,7	1,98
Мусковит	+	-	-	-	-	0,9	15,7	-	+	+	+	43,5	59,1	0,2	19,8	78,36
Хлорит	-	-	-	-	-	-	-	+	0,03	-	-	-	-	-	+	-
Кванит	-	-	-	-	-	-	-	0,03	+	+	-	0,03	+	-	40,2	0,38
Ставролит	-	-	-	-	-	-	-	0,14	-	0,16	-	1,9	0,03	-	4,9	1,52
Гранат	+	+	0,1	1,0	+	3,2	0,2	3,4	1,44	0,23	+	13,76	7,98	13,2	+	0,28
Грамммы на тонну																
Циркон	13530	3481	12827	16493	3645	3115	1420	-	-	3	90	-	-	65	-	-
Титанил	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3053	-	-	-	-	-
Торит (хаттонит)	-	64	1660	300	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Магнетит	75788	98112	89668	13595	135479	260	16	56	14	7	37577	-	458	2756	6	2

Окончание таблицы 16

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ильменит	-	11137	19617	11427	6459	506	17	-	-	-	1445	671	-	7651	-	-
Рутил	-	-	-	-	-	-	-	1	+	+	-	81	-	-	1	30
Анагаз	+	10603	+	+	+	463	2436	-	-	-	12	1504	1029	113	-	-
Бломстрандин	-	8035	-	-	40	424	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Шпинель	-	-	-	-	-	314	547	-	-	-	-	-	-	1470	-	-
Гематит	20484	102	576	-	90	-	3685	-	-	-	173	-	-	-	-	-
Гидрогетит	-	-	-	-	1640	-	175	-	-	-	-	-	-	266	-	-
Апатит	-	-	-	-	-	-	-	265	+	-	-	16	29	-	-	-
Монацит	-	-	-	2864	-	-	4269	-	68	-	20	-	-	-	-	-
Ксенотим	3199	-	-	1599	452	-	918	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Флюорит	+	-	267	-	-	-	-	-	-	-	+	-	-	-	-	-
Бастнезит	+	8200	789	-	-	+	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-
Пирит	-	-	-	13	-	107	-	-	-	165	-	443	1	-	2	22
Сфалерит	-	-	-	-	-	137	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Молибденит	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

ПРИМЕЧАНИЕ. Пробы 7326, 7312, 7313 - вмещающие породы в удалении от контакта (за пределами флюидно-термального ореола интрузий), остальные пробы - из внутренней зоны контактного ореола.

Таблица 17

Химический состав силекситов, пегматита и щелочных гранитов детального участка "Западный",
мас.%

Компоненты	Силекситы							Пегматит	Щелочные граниты	
	2845	2845/2	XXIX/85	XXIII/85	2846	2847	2840	2845-5	XXIV/85	XXV/85
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	74.83	73.40	77.05	78.16	80.16	83.08	85.28	75.60	77.38	75.24
TiO ₂	1.49	0.30	1.75	1.31	0.78	0.71	0.38	0.21	0.46	0.48
Al ₂ O ₃	2.64	3.80	1.98	3.13	2.02	4.61	7.63	9.83	8.74	9.00
Fe ₂ O ₃	12.31	12.03	8.57	2.98	8.70	2.27	0.73	3.70	1.80	3.13
FeO	1.52	3.49	5.79	6.70	6.14	4.37	1.02	1.61	3.28	2.94
MnO	0.12	0.151	0.10	0.12	0.079	0.202	0.018	0.041	0.048	0.067
MgO	0.48	0.60	0.43	0.22	0.14	0.20	0.08	0.05	0.04	0.02
CaO	сл.	0.16	0.03	0.16	0.10	0.16	0.10	0.40	0.23	0.20
Na ₂ O	0.09	0.20	0.02	0.20	0.16	0.21	0.29	3.14	3.19	4.09
K ₂ O	1.07	0.60	0.74	0.99	0.51	1.22	2.52	4.53	4.24	4.61
P ₂ O ₅	0.01	0.02	0.00	0.03		0.01	0.10	0.01	0.00	0.00

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
TR_2O_3	0.87	1.33	0.37	0.70	0.18	0.38	0.23	0.09	0.03	0.13
Nb_2O_5	0.459	0.417	0.41	0.77	=	=	=	=	0.09	0.013
Ta_2O_5	=	=	0.01	0.05	=	=	=	=	0.01	0.01
ZrO_2	0.76	1.30	0.85	1.80	0.35	1.23	0.47	=	0.15	0.22
H_2O^-	0.31	0.33	0.33	0.31	0.10	0.32	0.24	0.00	0.07	0.11
H_2O^+	1.94	1.86	1.41	1.81	1.41	1.44	0.96	0.35	0.64	0.29
Cl'	0.01	0.01	=	=	0.01	0.01	0.00	0.00	=	=
F'	0.082	0.057	0.057	0.044	0.028	0.097	0.10	0.10	0.007	0.067
$\frac{\text{K+Na}}{\text{Al}}$	0.50	0.25	0.35	0.47	0.40	0.36	0.42	1.02	1.14	1.3
$\frac{\Sigma\text{Fe} \cdot 100}{\Sigma\text{Fe+Mg}}$	94	93	94	96	98	95	92	98	100	99
$\frac{\text{Fe}^{3+} \cdot 100}{\Sigma\text{Fe}}$	88	76	57	29	56	32	39	67	33	49

Аналитик Е.А.Кульчицкая.

Таблица 18

Содержание редких элементов в силекситах Джэбел Хамра /64/, г/т

Элементы	Пределы колебания	\bar{x} (30)	Элементы	Пределы колебания	\bar{x} (30)
Ce	2136-5250	3432	Ta	10-315	146
La	1135-6275	2593	Th	70-642	263
Nb	792-5581	1731	U	36-119	75
Sn	92-294	194	Y	715-2421	1592
			Zr	7190-20000	13267

Минералого-геохимическая классификация рудных силекситов пока не разработана, что затрудняет проведение сравнительного анализа близких по составу образований из разновозрастных щелочногранитных провинций. По всей вероятности, к силекситовому типу следует отнести не только отмеченные выше арабские рудопроявления, но и выделенные в последние годы в связи с палеозойскими щелочными гранитами Сибири перспективные проявления циркониево-ниобиевого оруденения (циртолит-поликразовый минеральный тип по систематике /48, с.225/). Судя по описанию зональности богатых рудных тел на урано-торитовом месторождении Бокан-Маунтин в щелочных гранитах Аляски /65/, в них рудогенез также связан с образованием "остаточной" шпировой серии минерализованных пегматоидов, переходящих в силекситы. Специфической меланократовой разновидностью семейства силекситов следовало бы считать, по-видимому, роккалиты - эгирин-кварцевые породы с низким содержанием полевых шпатов, а также меланократовые породы, обогащенные циркониевыми минералами, выделенные А.Н.Заварицким в особую разновидность физибитикитов. В новой классификации магматических пород Петрографического комитета ОГГТГ АН СССР эти типы пород отнесены к щелочным гранитам /46, с.706-707/, но аномально низкие содержания в них полевых шпатов и столь же нетипичные для собственно гранитового семейства концентрации цветных и рудных минералов (до 40-50%), как нам представляется, делают более предпочтительным выделение всей этой группы магматогенных высококремнистых пород из семейства щелочных гранитов в два автономных семейства: силекситов и меланолитов, связанных между собой (и с материнскими гранитами) взаимопереходами.

В отличие от семейства силекситов типичные мезотермальные гидротермалиты, ассоциированные с щелочногранитными комплексами Балтийского щита, не содержат меланократовых рудоносных разновидностей и обычно представлены сериями многочисленных альбит-кварцевых жил с акцессорной цирконовой, ильменитовой, астрофиллитовой минерализацией, а также кварцевыми мономинеральными жилами. В их размещении наблюдается определенная закономерность. В центральных частях щелочногранитных плутонов и в зонах эндоконтактов распространены многочисленные жилы, приуроченные к системе трещин отдельности, выполнявшихся кварц-полевошпатовым и кварцевым материалом по мере их раскрытия при остывании интрузива. В наиболее высокотемпературных кварцевых жилах среди щелочных гранитов присутствуют розовый микроклин и арфведсонит. Протяженность таких жил не превышает десятков метров при мощности до 30-40 см. Более низкотемпературные жилы, как правило, имеют еще меньшие размеры и отличаются наличием убогой минерализации (присутствием циркона, астрофиллита, флюорита). Наибольшее развитие кварцевых жил наблюдается в широких экзоконтактных зонах массивов щелочных гранитов среди гнейсов и кристаллических сланцев, однако генетическая связь этих жил с щелочногра-

нитными интрузиями пока надежно не доказана и весьма вероятно, что большая их часть имеет метаморфогенную природу.

Минерализация метасоматитов экзоконтактов

Вмещающими щелочные граниты породами являются преимущественно гнейсы и кристаллические сланцы, а также разнообразные ортопороды – тоналито-гнейсы, метагаббро-анортозиты, пироксениты, различные ортоамфиболиты. Метасоматическое преобразование боковых пород, приводящее к локальной концентрации рудных элементов, на контактах щелочных гранитов развито редко, масштабы известных проявлений незначительны. Максимальной продуктивности метасоматические процессы достигли в зонах взаимодействия щелочных гранитов с метабазами.

Иллюстрацией подобного типа рудопроявлений может служить минерализация ксенолитов аподиабазов на участке "Юго-Восточный" (рис.14, табл.19, 20). Фоновая ассоциация аксессуарных минералов в неизмененных гранитах

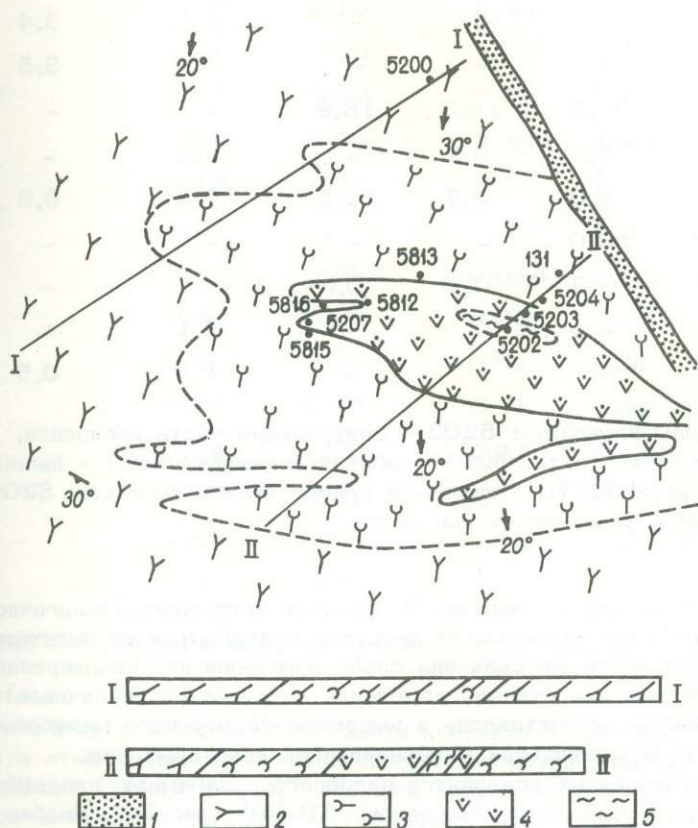


Рис.14. Строение участка "Юго-Восточный".

1 - кварц-флюоритовая жила; 2 - рибекит-эгириновый гранит; 3 - лепидомелановый гранит; 4 - лепидомелан-феррогастингситовый сиенит; 5 - аподибазовый амфиболит.

этого участка типична для апикальных фаций малоглубинных интрузивов (преобладание в составе аксессуариев циркона, монацита, ильменита, флюорита и магнетита). Рибекит-эгириновый состав темноцветной составляющей гранитов и слабое развитие в них эндоконтактных минерализованных фаций может указывать на сравнительно малую мощность и слабую внутрикамерную дифференцированность данного интрузивного тела, отличающегося в целом высоким изна-

Минеральный состав ксенолита аподиабазы и вмещающих щелочных гранитов, об.%

Минералы	Метасоматически измененные диабазы				Щелочные граниты	
	5203	5202	5201	5207	131/70	5200
Кварц	-	-	-	3,0	37,6	37,0
Микроклин	8,9	21,7	28,3	23,0	26,1	33,6
Альбит	-	-	1,1	17,7	30,6	20,4
Альбит-олиго- клаз	50,9	48,9	46,2	16,7	-	-
Рибекит	-	-	-	-	-	3,4
Эгирин	-	-	-	-	-	3,5
Гастингсит	18,9	11,5	16,3	16,8	-	-
Лепидомелан	1,2	5,2	6,2	-	3,8	-
Циркон	1,5	1,0	0,7	22,2	0,4	0,6
Эпидот	17,9	10,0	-	-	-	-
Ортит	1,7	1,7	1,3	0,6	-	-
Магнетит	-	-	-	-	2,1	-
Флюорит	-	-	-	-	+	0,5

ПРИМЕЧАНИЕ. Породы ксенолита: 5203 - центральная часть ксенолита, 5202 - в 5 м от контакта, 5201 - вблизи контакта, 5207 - непосредственный контакт, 131/70 - щелочной гранит вблизи контакта, 5200 - щелочной гранит в удалении от контакта.

чальным содержанием редких элементов. В гранитах встречаются многочисленные ксенолиты аподиабазов размером от десятков сантиметров до десятков метров. В центральной части массива они слабо изменены или скарнированы, а в прикровлевой части массива степень изменения аподиабазов увеличивается и оно приобретает характер мигматизации и высокотемпературного метасоматоза, сопровождающегося редкометалльной минерализацией некоторых зон.

Один из хорошо вскрытых ксенолитов подобного рода имеет линзообразную форму и залегает полого, падая к югу под углом 10-20° (рис.14). Диабаз в нем испытал сильную перекристаллизацию с образованием грубо- и гигантозернистых пород, инъецированных пегматоидным гранитным материалом. От контактов с гранитом к центральной части ксенолита происходит смена пород: эгирин-рибекитовый гранит, эндоконтактный лепидомелан-магнетитовый гранит, лепидомелан-гастингситовый сиенит, микроклинизированный эпидот-гранатовый амфиболит. Зона сиенитизированных аподиабазов сложена неравномернозернистыми гломеробластическими агрегатами зерен микроклина, лепидомелана, хлорита, гастингсита, альбита, местами насыщенных обособлениями циркона, ураноторита, чевкинита, флюорита. Особенно высокая концентрация этих минералов приурочена к гранитной апофизе, секущей ксенолит. Граниты экзоконтакта также испытывают метасоматическое перерождение, связанное с привнесением в них воды и кальция и выносом кремнезема, в результате чего образуются лепидомелановые сиенитоподобные гнейсовидные апограниты, обогащенные эпидотом, а

Таблица 20

Химический состав пород аподиабазового ксенолита
в щелочных гранитах, мас.%

Компоненты	5810	5811	5813	5814	5815	5816
SiO ₂	59.64	56.83	58.47	57.55	56.59	51.02
TiO ₂	0.16	0.38	0.47	0.72	1.03	1.36
Al ₂ O ₃	18.21	16.99	17.29	16.62	15.51	14.90
Fe ₂ O ₃	3.32	5.15	5.38	5.91	5.44	6.93
Fe O	2.34	6.00	3.72	4.16	0.51	3.99
MnO	0.075	0.088	0.072	0.119	0.205	0.109
MgO	0.76	0.10	0.34	0.65	0.70	0.31
CaO	2.76	1.76	1.29	1.53	1.31	3.31
Na ₂ O	5.00	6.29	7.21	7.62	3.02	4.39
K ₂ O	5.81	3.69	3.46	1.84	9.17	4.13
H ₂ O ⁻	0.13	0.21	0.31	0.28	0.41	0.28
H ₂ O ⁺	1.01	1.69	1.40	1.37	1.58	1.88
F'	0.024	0.023	0.014	0.023	0.024	0.032
CO ₂	0.00	0.08	0.06	0.08	0.09	0.08
P ₂ O ₅	0.00	0.02	0.02	0.02	0.10	0.05
ZrO ₂	0.28	0.43	0.75	0.96	5.01	7.87
П.п.п.	0.24	0.00	0.17	0.14	0.18	-
Nb	0.01	0.01	0.01	0.01	0.003	0.10
Y	0.03	0.04	0.05	0.07	0.09	0.09
Pb	0.07	0.07	0.06	0.05	0.07	0.06

Аналитики К.М.Бабкина, Е.А.Кульчицкая; Nb , Y , Rb - В.А.Победоносцев.

ближе к контакту и особенно на самом контакте - ортитом. В аподиабазовых зонах контактов отмечается повышенное содержание натрия, калия, циркония, ниобия, иттрия, фтора (табл.19, 20). Ведущим процессом при изменении диабазов является калиевый и натровый метасоматоз, обусловивший интенсивную альбитизацию, микроклинизацию и отчасти биотитизацию пород. При этом процессе сиенитизации диабазов натрия, кремний, алюминий и железо в основном заимствовались из первичных минералов ксенолита. Редкие элементы с водой, фтором, калием, отчасти с кремнеземом и натрием привносились из щелочных гранитов /4/.

Близкие вышеописанным взаимоотношения щелочных гранитов с метагаббро-анортозитами наблюдались в зоне южного контакта Западно-Кейвского массива, где крутопадающие дайкообразные тела щелочных гранитов секут более или менее измененные метагаббро-анортозиты. Последние вмещают в себя также разнообразные жилы амазонитовых и более высокотемпературных пегматитов, с типичной для этих образований минерализацией /10/. Там же, где щелочные жильные граниты непосредственно контактируют с метагаббро-анортозитами, наблюдаются зоны биметасоматических изменений, аналогичных опи-

санным выше, в относительно узких зонах, достигающих нескольких метров, ведущими метасоматическими процессами, изменяющими и граниты, и метагаббро-анортозиты, является их сиенитизация с преимущественной минерализацией метасоматитов, по метагаббро-анортозитам цирконом и ортитом, в меньшей мере другими акцессорными минералами - ильменитом, фергусонитом, флюоритом, ферриторитом и др.

Следует добавить, что несмотря на общую весьма значительную протяженность контактов щелочногранитных интрузий с различными вмещающими породами непосредственные контакты наблюдались очень редко, крайне ограничена и степень их детальной геологической изученности. Вследствие этого сложившееся к настоящему времени представление о слабой роли данного типа оруденения в регионе не может считаться надежно доказанным. Нуждаются в изучении и контактные взаимоотношения щелочных гранитов с вмещающими породами для оценки их роли в региональном метасоматическом преобразовании последних. Взаимоотношения гнейсов с щелочными гранитами в литературе рассматривались неоднократно /3, 5, 28, 45, 62 и др./, но единая точка зрения на этот вопрос пока не сформировалась.

МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И ЗОН МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В рудно-магматической системе щелочногранитной формации качественный состав минеральных ассоциаций продуктивных и безрудных частей РМС весьма сходен, но в то же время существуют специфические различия состава и свойств одноименных минералов из рудопроявлений и "пустых" пород. С учетом того, что породообразующие и акцессорные минералы типовых разновидностей щелочных гранитов центральных фаций интрузивных тел достаточно детально описаны ранее /3, 13-16/, в данной работе уделено основное внимание характеристике минералов из эндоконтактных фаций с аномальной редкоземельно-редкометалльной минерализацией (табл.21) и из жильных рудопроявлений.

Породообразующие минералы

К наиболее распространенным породообразующим минералам в щелочных гранитах Кольского полуострова относятся кварц, микроклин, альбит, а среди темноцветных - арфведсонит, рибекит, феррогастингсит, эгирин и эгирин-авгит, лепидомелан (железистый биотит) и энigmatит. В эндоконтактных минерализованных гранитах возрастает до 5-8% содержание магнетита, приобретающего в этих случаях роль породообразующего минерала.

Кварц выделяется на всех этапах магматического и постмагматического процесса. Вростки мелких, частью идиоморфных зерен кварца содержатся в центральных частях кристаллов раннего калишпата и альбита. Более крупные округлые пойкилитовые вростки кварца развиты в краевых частях зерен калишпата и альбита и особенно в темноцветных минералах. На поздних этапах магматической кристаллизации выделяется преобладающая масса кварца в виде крупных изометричных зерен, образующих веретенообразные скопления, ориентированные в соответствии с линейной ориентировкой темноцветных минералов. В минерализованных гранитах контактных зон кварц содержит включения акцессорных минералов, цементирует скопления акцессориев, разъедает более ранние выделения полевых шпатов, от которых сохраняются лишь реликтовые зерна. В силекситах кварц данной генерации резко преобладает. На завершающих стадиях становления гранитных плутонов в них возникают минерализован-

Таблица 21

Минеральный состав щелочных гранитов и минерализованных пород зоны эндоконтактов

Минералы	Типичные щелочные граниты		Эндоконтактные граниты		Минерализованные граниты эндоконтактов		Силекситы		Пегматиты зон кон-такта		Альбитизированные граниты*	
	пределы колебания	$\bar{x}(41)$	пределы колебания	$\bar{x}(9)$	пределы колебания	$\bar{x}(10)$	пределы колебания	$\bar{x}(6)$	пределы колебания	$\bar{x}(2)$	пределы колебания	$\bar{x}(2)$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Массовые проценты												
Кварц	27,2-30,1	28,8	24,0-35,9	30,0	39,9-62,2	51,3	37,7-78,8	60,8	36,9-39,9	38,4	12,0-45,3	26,6
Микроклин	28,4-28,9	28,6	18,4-29,6	26,4	12,3-24,0	20,9	0-6,1	1,0	25,5-31,2	28,4	10,1-15,0	7,6
Альбит	31,8-32,8	32,5	16,9-33,9	26,7	11,8-21,6	16,0	0-8,4	2,2	24,0-28,8	26,4	41,4-49,3	45,2
Эгирин	1,0-2,9	1,5	1,1-25,0	9,6	0-7,6	1,6	0-13,7	2,4	0-0,3	0,2	0,2-2,9	1,6
Амфибол	6,0-8,1	7,3	0-16,5	6,1	0-5,9	0,7	0-11,4	2,1	0+	+	2,0-5,8	3,9
Энигматит	0-3,1	0,6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Биотит	0-0,1	+	0-0,5	0,1	0-0,3	0,1	0-37,0	18,9	+0,1	0,1	0,1-4,3	2,2
Грамммы на тонну												
Циркон	494-1453	1080	975-9771	3796	5116-30091	17950	9712-48922	33204	2077-2209	2143	2230-32312	17271
Титанит	389-1112	708	-	-	0-357	58	-	-	2885-5349	4117	-	-
Чевкинит	5-25	17	0-1898	323	0-9820	2286	0-18481	5020	6-108	57	0-236	118
Гранат	0-6	1,8	0-16	2	0+	+	0-10352	3043	0+	+	-	-
Астрофилиит	2-993	659	-	-	-	-	0-48	8	0-28	14	0-246	123
Торит (хаттонит)	0-7	4	0-35	4	0-132	20	217-8114	2991	10-2306	1158	0-984	492

Окончание таблицы 21

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Магнетит	25-806	486	11-9311	1835	0-97004	68436	1435-287154	98044	43762-69670	56716	81-41475	20778
Ильменит	339-2980	2400	2083-9952	4979	0-19313	4919	1206-30666	13831	0-1134	567	1879-3963	2921
Анаказ	0-2	0,7	-	-	0-26	3	+	+		-	-	-
Лейкоксен	20-120	77	-	-	-	-	0-3830	734	-	-	-	-
Пирролор	0+	+	0-271	54	0+	+	+	+	-	-	302-32312	16307
Еломстрандин	0-47	27	-	-	0-146	14,6	0-47488	9309	-	-	-	-
Шпинель	-	-	-	-	-	-	0-547	+	+	-	-	-
Фергусонит	0+	+	-	-	0	0	0-8557	1554	7-3172	1590	1342-1556	1449
Гематит (мартит)	5-13	9	+	+	-	-	+-576	109	-	-	0-177	88
Апатит	71-657	263	0-53	8	0-301	3,4	-	-	-	-	0-594	297
Монацит	15-123	78	0-1003	167	0-33	3,9	0-2864	796	+	+	-	-
Ксенотим	0+	+	-	-	-	-	0-1594	699	-	-	-	-
Бригглит (+ иттриалит)	0-1	0,3	0-5188	877	0-1639	742	0-59577	18519	-	-	0-1449	725
Флюорит	170-244	603	0-573	112	0-1250	194	+-3542	942	0-268	134	587-3105	1846
Бастнезит	0-28	16	0-668	168	0-1351	305	0-11798	3644	115-155	135	-	-
Тенгерит	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	-
Сульфиды (пирит, галенит, молибденит)	0+	+	0-1117	130	0-380	43	0-367	64	-	-	+	+

* Касситерит 0-20 г/т.

ные кварцевые жилы с молочно-белым кварцем, достигающие мощности несколько метров, а наиболее поздними являются маломощные жилы темно-серого сливочного кварца, приуроченные к трещинам отдельности гранитов. При спектральном анализе мономинеральных концентратов кварца устанавливается присутствие в незначительных количествах Na, Li, Al, Ca, Mg и TR, в кварце из минерализованных гранитов фиксируется примесь редкоземельных элементов до 0,00 п%.

Альбит. В щелочных гранитах альбит, реже альбит-олигоклаз является первичномагматическим минералом. Это обстоятельство не исключает возможности вторичной альбитизации пород на поздних и постмагматических стадиях, но наложенная вторичная альбитизация легко различается не только в связи с аномально возрастающим содержанием в породах натрия и альбита, но и по внешним, петрографическим признакам: развитию сахаровидного или пластинчатого альбита, замещению альбитом калишпата, кварца и темноцветных минералов. На постмагматических стадиях процесса максимальное развитие альбитизации обычно предшествует окварцеванию.

В типичных разновидностях щелочных гранитов центральной фации альбит выделяется в виде округлых, несдвоенных зерен. Нередко ранний альбит образует мелкие идиоморфные зерна, включенные в другие минералы: в кварц, микроклин, амфибол. Размер их составляет доли миллиметра, в то время как в матрице породы зерна альбита достигают в поперечнике 3-5 мм и более. С увеличением размера, как правило, возрастает ксеноморфизм альбита.

По составу альбит в щелочных гранитах повсеместно относится к плагиоклазу № 5-10, редко он является чистым альбитом или, наоборот, альбит-олигоклазом № 12-15. Ранний альбит нередко затронут процессами протоклаза в отличие от позднего альбита.

Мономинеральный концентрат альбита, выделенный из средней пробы № 2/57 эгирин-арфведсонитового щелочного гранита из района Западных Кейв по данным химического анализа, соответствует плагиоклазу № 5: SiO_2 - 66,44, TiO_2 - 0,02, Al_2O_3 - 19,97, Fe_2O_3 - 0,72, FeO 0,20, MnO - 0,0, MgO - 0,11, CaO - 0,22, Na_2O - 11,21, K_2O - 0,13, H_2O - 0,29, п.п. - 0,67, сумма 99,98% (аналитик Н.А.Елина). Спектральным анализом выявлена незначительная примесь Be, Ba, Ga и TR. Содержание РЗЭ лишь в одной пробе (№102/66) установлено 0,001%, при этом резко преобладают легкие лантаноиды: La - 20,0, Ce - 30,6, Nd - 22,5, Sm - 9,8, Eu+Gd - 2,1, Tb+Y - 12,8, Dy - 2,1 (в % от TR+Y, хроматография на бумаге, аналитики Л.В.Мальшева, Н.Д.Евдокимова).

Калишпат (ортотлаз, микроклин, микроклин-пертит). Ортотлаз отмечен лишь в гранитах эндоконтактной фации массива Гремяха-Вырмес. Наиболее распространен в породах максимальный решетчатый микроклин со степенью триклинности 0,9-1,0. Ранние выделения микроклина образуют мелкие зерна с прямолинейными ограничениями, которые бывают включены в плагиоклаз. В главной же своей массе он выделяется несколько позднее плагиоклаза, образуя крупные порфиридные выделения и пойкилопорфиры. На поздних стадиях выделения, особенно часто в контактных минерализованных гранитах, решетчатый микроклин резорбирует плагиоклаз и кварц.

Микропертиты и криптопертиты свойственны порфиридным гранитам и граносиенитам малых трещинных массивов и даек. Порфиридные вкрапленники округлой или овальной формы достигают 2 см в поперечнике. Содержание вкрапленников варьирует в широких пределах - от 5-10 до 60-70%. Окраска минерала темно-серая, с шоколадным или сиреневым оттенком. Он почти повсеместно содержит микровключения рудных окислов, а в краевых зонах вкрапленников обычны пойкилитовые ростки кварца и закономерно ориентированные включения пироксена. По данным химического анализа двух образцов валовый состав микропертитов в пересчете на основные минералы имеет следующий вид: $\text{Mi}_{49}\text{Ab}_{39}\text{An}_{12}$, $\text{Mi}_{42}\text{Ab}_{58}$.

Амфиболы в щелочных гранитах обладают переменным составом, преобладают представители серии рибекит-арфведсонит, менее распространены катафориты, феррогастингситы (табл.21). В минерализованных гранитах амфиболы либо отсутствуют, либо встречаются в виде реликтов неполностью замещенных зерен среди скоплений рудных минералов и эгирина. В единичных случаях в эндоконтактных разновидностях гранитов отмечены порфиробластические агрегаты вторичных амфиболов феррогастингситового ряда. Для гранитов характерно постоянство парагенезиса амфиболов и пироксенов: в ассоциации с амфиболами гастингситового ряда встречается эгирин-авгит, а с рибекит-арфведсонитовой серией сосуществуют эгирин и энigmatит.

Для амфиболов из гранитов центральной фации характерны следующие показатели преломления: $n_g = 1.704-1.724$, $n_p = 1.696-1.702$, $c:N_p = 7-11$. Амфиболы минерализованных гранитов и силекситов, отличающиеся повышенным содержанием фтора и лития и низким содержанием кальция, обладают плеохроизмом в голубовато-серых и сине-зеленых тонах; их оптические константы ($n_g = 1.709$, $n_m = 1.704$, $n_p = 1.686$, $c:N_p = 0$) соответствуют рибекитам. В то же время в агпайтовых силекситах встречен амфибол с высоким содержанием титана (обр.9/83, табл.22) и кальция, близкий по составу титанитовому экерманиту. В силекситах участка "Западный" обнаружен амфибол, рентгенометрические параметры которого соответствуют грюнериту. Его выделения имеют шестоватые и призматические формы, полисинтетически sdвойникованы; плеохроизм от буро-розового по N_p до светло-зеленого по N_g . По грюнериту (?) развивается пластинчатый астрофиллит. В поздних кварцевых жилах, залегающих в щелочных гранитах, наблюдаются крупные кристаллы, иногда достигающие в длину нескольких десятков сантиметров, а в поперечнике - 10-15 см и более, представленные амфиболом с высоким содержанием глинозема, железа и магния, близкие по составу к группе глаукофана. Обращает на себя внимание постоянное присутствие в составе амфиболов циркония, лития и редкоземельных элементов, цинка (до 0.1%), ниобия, галлия, меди, никеля и молибдена.

Пироксены. Для массивов щелочных гранитов характерны эгирин-авгит и особенно эгирин. Эгирин-авгит распространен в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах канозерского комплекса, но достаточно обычен и в типичных амфибол-пироксеновых разновидностях щелочных гранитов. Собственно эгирин свойственен приконтактным фациям щелочных гранитов, где его содержание заметно возрастает (табл.21). В минерализованных разновидностях его содержание зависит от степени развития процессов окварцевания, когда эгирин разлагается, замещается кварцем.

Эгирин и эгирин-авгит обычно образуют выделения размером 0.2-3.0 мм и более, обладающие относительно высоким идиоморфизмом. Наряду с этим во включениях в микроклин-пертите, микроклин, альбите и кварце эгирин образует пойкилитовые вроски мелких кристаллов или зерен с извилистыми очертаниями - реликтов резорбированных более крупных выделений. В контактных и минерализованных фациях могут возникать поздние генерации эгирина, образующие подчас крупные пойкилопорфиробласты с включениями округлых зерен кварца и альбита. В свою очередь, эгирин нередко замещается поздним рибекитом, при разложении по нему развивается магнетит. При этом эгирин приобретает неоднородность и неравномерную окраску.

Эгирин-авгит плеохроирует от бледно-зеленого до темно-зеленого, эгирин - от зеленовато-желтого, иногда почти бесцветного по N_g до ярко-зеленого по N_p . Оптические свойства отличаются непостоянством даже в пределах одного зерна ($n_g = 1.755-1.818$, $n_p = 1.728-1.765$, $c:N_p = 0-27$). Содержание эгиринового минала колеблется от 44 до 85% (табл.23).

Лепидомелан распространен в лепидомелан-феррогастингситовых гранитах, в приконтактных фациях эгириновых гранитов, в силекситах и пегматитах. В слюдяных силекситах содержание лепидомелана может достигать десятков процентов, и он образует крупные, до нескольких сантиметров в поперечнике ксеноморфные пойкилокристаллы, переполненные включениями циркона и бритолита

Таблица 22

Химический состав амфиболов, мас.%

Компоненты	Из типичных щелочных гранитов центральной фации		Из минерализованного гранита апикальной фации	Из силекситов		Из кварцевой жилы в щелочном граните
	2/57	1/57 *		4/83	71/76	
SiO ₂	47.68	47.64	49.16	48.72	42.25	48.29
TiO ₂	2.00	2.00	0.36	0.91	7.20	0.61
Al ₂ O ₃	2.40	2.54	2.37	2.00	1.40	11.58
Fe ₂ O ₃	11.97	18.54	17.51	15.44	16.20	4.56
FeO	22.58	14.60	17.09	18.26	15.77	22.56
MnO	0.59	0.39	0.57	0.61	1.99	-
MgO	0.57	0.48	0.04	0.20	1.66	2.37
CaO	3.41	4.00	0.20	0.35	3.66	1.76
Na ₂ O	6.13	7.46	7.39	8.13	6.32	5.85
K ₂ O	0.54	0.89	1.54	1.72	0.89	1.85
H ₂ O ⁻	0.30	0.32	0.06	0.02	0.07	-
H ₂ O ⁺	1.38	1.16	1.88	1.12	1.18	0.92
F [']	0.96	He опр.	1.58	2.00	0.48	-
LiO ₂	0.08	0.13	0.74	0.64	0.12	He опр.
Сумма	100.59	100.15	100.49	100.13	99.19	100.35
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	32	53	51	43	48	16
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	97	97	99.9	99	95	86

Аналитики: А.М.Бондарева, Е.А.Кульчицкая, О.Г.Шерстенникова, Е.П.Федотова.

* В обр. 1/57, кроме того, определено 0.15% ZrO₂.

(рис.15). В отдельных участках лепидомелан находится в сростании с амфиболом и магнетитом.

Обращают на себя внимание следующие особенности химизма слюд из щелочных гранитов (табл.24): обедненность их алюминием и магнием при максимально высоком содержании железа; значительное преобладание двухвалентного железа над трехвалентным; высокий уровень накопления лития, рубидия, цинка, цезия, РЗЭ в слюдах из контактных и минерализованных гранитов и силекситов.

Энигматит характерен для пород нижних частей пластообразных интрузивных залежей и даек; к кровле интрузий содержание энигматита снижается. В приконтактовых фациях и в минерализованных разновидностях энигматит обычно

Таблица 23

Химический состав эгиринов, мас.%

Компоненты	Из типичных щелочных гранитов		Из минерализованных гранитов				Из пегматита
	51/62	180/70	107/57	4/83	2/83	205/77	53/85
SiO ₂	51.54	51.54	51.02	53.24	53.27	52.00	52,90
TiO ₂	0.77	0.23	0.36	0.11	0.08	0.04	0,36
Al ₂ O ₃	1.27	2.30	1.78	1.00	1.19	1.14	0,99
Fe ₂ O ₃	29.51	32.26	26.76	30,31	31.51	32,39	29,92
FeO	2.55	0.63	4.66	1.36	0.59	0.48	1,88
MnO	0.21	0.07	0.39	0.08	0.10	0.10	0,16
MgO	0.08	0.08	0.25	0.24	0.02	0.03	0,04
CaO	1.94	0.36	3.72	0.54	0.11	0.12	1,27
Na ₂ O	11.42	11.62	9.62	12.33	12.90	12.62	12,36
K ₂ O	0.08	0.02	0.03	0.10	0.07	0.03	0,04
Li ₂ O	0.07	0.05	0.09	0.26	0.21	0.23	0,09
ZrO ₂	0.07	=	0.10	=	=	=	=
H ₂ O ⁻	0.12	He обн.	0.14	0.31	0.09	0.10	0,12
H ₂ O ⁺	0.40	0.28	1.05	0.55	0.25	0.25	0,26
F ⁻	0.07	0.07	сл.	=	0.03	0.02	0,01
Сумма	100.10	99.50	99.97	100.43	100.42	99.55	100,4
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	90	98	84	96	98	98	94
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	99	99	99	99	100	99	100

Аналитики: А.В.Мокрецова, Е.И.Успенская, Е.А.Кульчицкая, Л.Ф.Ганнибал, Е.П.Федотова.

отсутствует. Выделяется в виде таблитчатых сильно удлинённых пойкилокристаллов черного цвета, размер которых по длинной оси достигает нескольких сантиметров. Обладает отчетливым плеохроизмом: по N_g - бурый, почти черный, по N_m - темно-бурый, по N_p - красно-бурый; с: N_g - 40-43 до 50°; $2V \approx 40^\circ$; показатели преломления: $n_g = 1.865-1.880$, $n_m = 1.819-1.820$, $n_p = 1.797-1.810$, $n_g - n_p = 0.060-0.070$. Химический состав энигматитов из щелочных гранитов приведен в табл.25.

Акцессорные минералы

Циркон - ZrSiO₄. Среднее содержание в щелочных гранитах региона составляет 1400 г/т, а в минерализованных разновидностях пород, в силекситах и метасоматитах экзоконтактов достигает 12-18 кг/т и более. Преобладают два морфологических типа: призматический, свойственный главной массе гранитов, а также силекситам, и дипирамидальный, характерный для минерализованных эгирин-магнетитовых гранитов и метасоматитов, особенно в участках

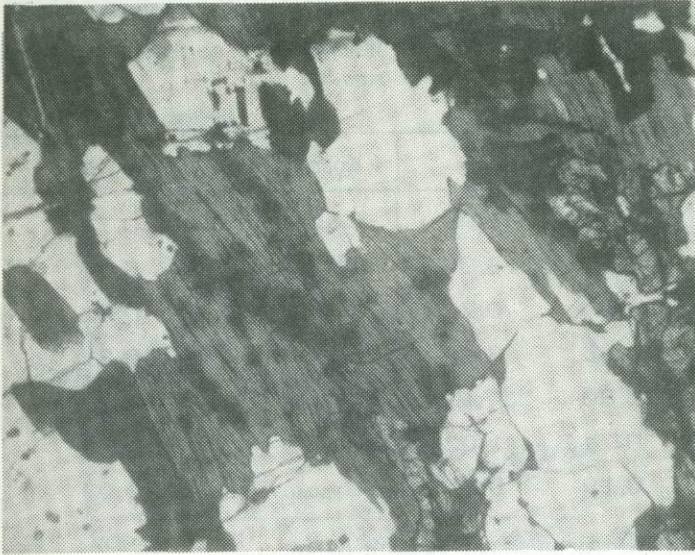


Рис.15. Лепидомелан с включениями циркона и бритолита из силексита. Ув.20, без анализатора.

Таблица 24

Химический состав слюд, мас.%

Компоненты	Из лепидомелан-феррогастингситового гранита	Из минерализованных гранитов апикальной фации		Из силекситов		
		1740/58	4/83	205/77	9/83	ХХШ/85
SiO ₂	35.18	36.86	37.23	36.95	33.29	33.43
TiO ₂	2.14	1.48	3.21	3.73	3.14	2.52
Al ₂ O ₃	14.14	9.59	9.93	8.75	17.29	16.45
Fe ₂ O ₃	8.85	7.80	7.53	6.95	12.59	8.22
FeO	22.59	28.56	24.77	26.66	18.87	25.67
MnO	0.58	0.85	1.11	0.82	0.11	0.09
MgO	1.96	0.07	1.44	2.69	1.39	0.16
CaO	0.60	0.23	0.05	0.08	0.01	0.01
Na ₂ O	0.16	0.28	0.14	0.14	0.09	0.06
K ₂ O	7.78	8.52	8.51	8.95	7.48	8.60
Li ₂ O	0.41	0.70	0.74	0.40	0.11	0.08
Rb ₂ O	0.13	0.77	0.48	0.29	0.14	0.18
Cs ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Zn	=	=	0.71	0.1	0.33	0.32
H ₂ O ⁺	4.22	2.79	2.48	2.14	3.65	2.52
F [']	0.52	2.05	1.92	0.97	0.40	0.40
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	28	21	23	37	40	24
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	94	100	96	93	96	99

Аналитики Е.А.Кульчицкая, Е.П.Федотова.

Таблица 25

Химический состав энigmatитов из щелочных гранитов,
мас.%

Компоненты	1109	6	Компоненты	1109	6
SiO ₂	40,44	40,99	CaO	0,72	0,35
TiO ₂	8,35	8,83	Na ₂ O	6,30	6,42
Al ₂ O ₃	1,55	0,70	K ₂ O	0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	4,55	3,20	H ₂ O ⁻	0,32	0,23
FeO	36,80	37,82	H ₂ O ⁺	0,00	0,57
MnO	0,74	1,02	F'	0,13	He опр.
MgO	0,19	0,15	Сумма	100,03	100,33

Аналитики А.М.Бондарева, А.В.Мокрецова.

проявления альбитизации. Призматические цирконы отличаются максимальным относительным удлинением (1:3-1:4). В гранитах они обладают бурой окраской различной интенсивности, прозрачны, имеют высокое двупреломление, а в силекситах обладают более светлой окраской, вплоть до бесцветных, и пониженным двупреломлением, иногда метамиктны. Кристаллы длиной 0.10-0.30 мм, около 10-15% кристаллов достигают 0.5-1.0 мм. Наиболее мелкие кристаллы обычно включены в зерна породообразующих минералов, более крупные выделяются преимущественно в межзерновом пространстве.

В гранитах центральной фации плутонов с отчетливо выраженной линейностью в ориентировке темноцветных минералов одиночные призматические кристаллы циркона нередко также ориентированы согласно с линейностью; в минерализованных контактных гранитах и силекситах ориентировка цирконов не устанавливается.

В минерализованных эндоконтактных фациях гранитов циркон выделяется среди кварца, образуя равномерную вкрапленность изометрически развитых зерен, или приурочен к залеченным трещинам в виде струйных скоплений зерен (рис.6). Весьма обычны крупные сростки мельчайших зерен с крупными (до 1 мм и более) кристаллами. Нередки сростки циркона с магнетитом. С поверхности цирконы покрыты тонкой пленкой окислов железа и марганца, вследствие чего внешняя окраска кристаллов однообразная - от шоколадно-коричневой до почти черной. Отличительными свойствами цирконов минерализованных гранитов (табл.26) является их сравнительная обогащенность железом, редкометалльными элементами (содержание которых около 1%, иногда более) и водой (до 3%). Все цирконы щелочных гранитов относительно обогащены иттрием, а в минерализованных гранитах и силекситах доля иттрия и иттриевых РЗЭ существенно больше доли легких лантаноидов (табл.27).

Нормальные оптические свойства и максимальная плотность свойственны цирконам из энigmatит-арфведсонитовых и эгирин-арфведсонитовых гранитов. Цирконы минерализованных гранитов, силекситов и метасоматитов отличаются пониженным двупреломлением и минимальной плотностью (рис.16).

Наибольшим разнообразием морфологии и физических свойств обладают цирконы из силекситов и метасоматитов. Для силекситов характерна приуроченность выделений циркона к полиминеральным агрегатным скоплениям в ассоциации с чевкинитом, блонстрандином, фергусонитом, бритолитом, флюоритом, магнетитом (рис.17). В экзоконтактных метасоматитах типа фенитов преобладают мелкие выделения сросшихся агрегатов зональных зерен циркона, цепочечные выделения вдоль трещин или же относительно равномерно распределенная вкрапленность одиночных кристаллов (рис.18).

Содержание воды (%)

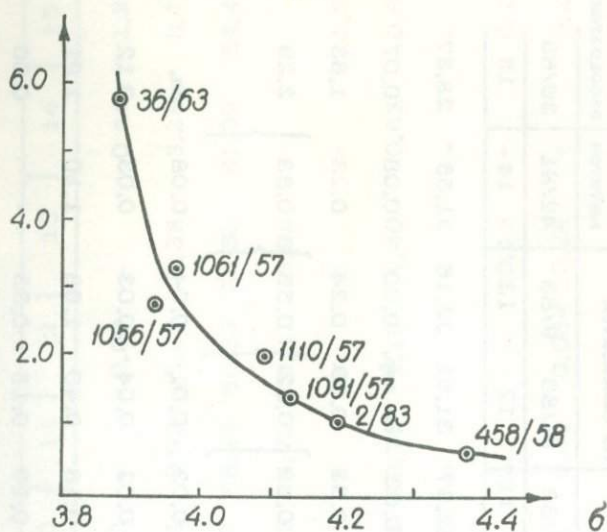


Рис.16. Зависимость плотности цирконов от содержания в них воды.

36/63 — образец из пород экзоконтакта; 1061/57, 1056/57 — из минерализованных гранитов; 1110/57, 1091/57, 2/83 — из эгирин-арфведсонитовых гранитов; 458/58 — из лепидомелан-феррогастингситового гранита.



Рис.17. Мелкогнездовые скопления циркона и редкоземельных минералов в силексите, Ув.20.

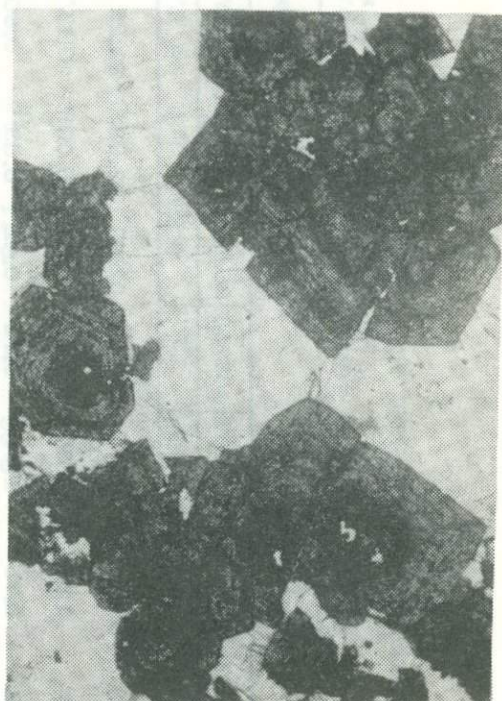


Рис.18. Скопления зональных кристаллов циркона в фенитизированном метагаббро-анортозите. Ув.20.

Таблица 26

Химический состав цирконов, мас.%

Компо- ненты	Из типичных гранитов						Из минерализованных гранитов				Из силекситов		Из пег- матитов	Из пород экзоконтакта
	1110/57	1091/57	1086/57	458/58	60/63	171/70	1056/57	1061/57	ХУШ/85	2/83	9а/83	9/83	42/81	36/63
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	31,23	31,94	32,33	34,33	32,99	32,93	31,22	31,52	31,13	32,97	31,61	32,16	31,55	28,37
TiO ₂	0,09	0,08	0,00	0,08	0,17	0,00	0,11	0,16	Не опр.	0,02	Не опр.	0,00	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	0,98	0,75	1,21	0,72	0,42	0,53	0,80	0,95	0,19	0,33	0,00	0,24	0,23	1,63
Fe ₂ O ₃	1,39	0,46	} 0,83 }	0,60	1,18	} 1,57	1,03	2,33	} 2,51	} 0,89	} 0,32	} 0,56	} 0,83	} 2,29
FeO	0,28	0,35												
MnO	0,07	0,06	сл.	0,00	0,04	0,00	0,10	0,04	0,17	0,02	0,01	0,04	0,08	сл.
MgO	0,05	0,12	0,17	0,15	0,10	0,14	0,11	0,10	0,04	0,02	0,04	0,03	0,03	0,12
CaO	0,27	0,05	0,00	0,39	0,54	0,00	0,40	0,47	0,74	0,18	0,40	1,08	1,10	1,91
Na ₂ O	0,35	0,28	0,04	=	0,22	0,01	0,45	0,28	0,29	0,10	0,15	0,33	=	0,00
K ₂ O	0,05	0,01	0,03	=	0,15	0,01	0,02	0,01	0,11	0,10	0,04	0,07	=	0,00

Окончание таблицы 26

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
H_2O^-	0,34	0,18	0,19	-	0,24	0,15	0,40	0,22	0,10	-	0,00	-	0,44	1,24
H_2O^+	1,95	1,55	1,04	0,69	1,26	0,88	2,64	3,30	3,44	0,92	1,37	2,38	3,28	5,73
ZrO_2	61,93	63,50	63,72	63,30	60,80	63,41	61,10	59,37	56,35	58,43	60,53	56,53	61,39	54,47
HfO_2														
ThO_2	=	=	0,06	=	0,11	0,13	=	=	=	=	=	=	=	1,57
ΣTR_2O_3	0,82	0,55	0,70	0,11	0,87	0,40	1,02	1,05	1,68	0,70	1,16	1,40	0,63	0,63
U_3O_8	=	=	0,09	0,15	=	0,09	=	=	=	=	=	=	=	=
P_2O_5	=	0,05	0,10	=	0,28	0,11	0,07	0,13	=	сл.	=	0,13	=	0,19
Pb	=	=	0,10	=	=	0,10	=	=	0,11	0,00	0,084	0,28	=	0,20
Nb_2O_5	-	-	-	-	-	-	-	-	0,13	-	0,24	-	-	-
Сумма	99,96	99,92	100,68	100,58	99,90	100,55	99,87	100,28	100,15	99,39	100,16	99,13	100,12	99,89

Аналитики: А.М.Бондарева, Е.А.Кульчицкая, М.И.Волкова, Л.Ф.Ганнибал.

Таблица 27

Состав редких земель и иттрия в цирконах ($\Sigma \text{TR} + \text{Y}_2\text{O}_3 = 100\%$)

Породы	Проба	La_2O_3	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Y_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3
Типичные щелочные граниты	1110/57	8.7	19.1	3.3	12.0	4.3		3.8		28.9	4.5	1.8	4.2	2.3	4.4	0.9
	458/58	7.8	10.7	1.0	7.6	2.4		3.6		41.3	4.7	2.6	6.0	2.1	7.6	2.5
	60/63	16.2	18.8	2.6	9.3	1.3		1.6		32.3	3.7	1.5	4.5	1.7	5.3	1.2
	1086/57	17.5	23.9	4.1	11.8	3.0		3.2		19.4	3.5	1.4	3.7	2.1	5.5	0.9
Минерали- зованные граниты	1056/57	9.8	21.5	2.7	9.3	4.3		3.8		27.7	3.9	3.5	4.0	1.2	4.4	3.9
	1061/57	7.0	12.0	1.6	7.0	2.3		2.7		42.6	4.9	2.1	4.9	1.8	8.5	2.4
Силекситы	9/83	2.7	7.8	1.1	4.3	1.6	0.3	2.2	0.5	43.3	5.9	1.5	6.9	1.6	19.9	0.5
Альбитизи- рованный гранит	2/83	3.7	9.9	1.3	5.8	1.8	0.4	3.2	0.3	31.8	4.2	0.9	5.1	1.3	29.4	0.9
Минерали- зованный экзоконтакт	36/63	4.1	4.6	1.0	1.5	0.5		1.4		65.6	2.2	1.1	4.5	1.7	9.0	2.9

Аналитики Н.Д.Евдокимова, В.А.Победоносцев.

Бломстрандин, (Y - эшинит, приорит) - $[Y(Ti, Nb)_2O_6]$. В гранитах выделяется в форме мелких таблитчатых кристаллов с закругленными ребрами; имеет желтовато-коричневую или красно-бурую окраску, раковистый клееподобный излом, обычно окружен светло-серой корочкой продуктов изменения (лейкоксен). В минерализованных магнетит-эгириновых гранитах образует мелкогнездовые скопления таблитчатых кристаллов до 2-3 см в длину, а в жилах силекситов и высокотемпературных пегматитов кристаллы достигают 1x2x6 см, в них хорошо развиты грани (100), (110), (010) и (111) (рис.19). Ран-

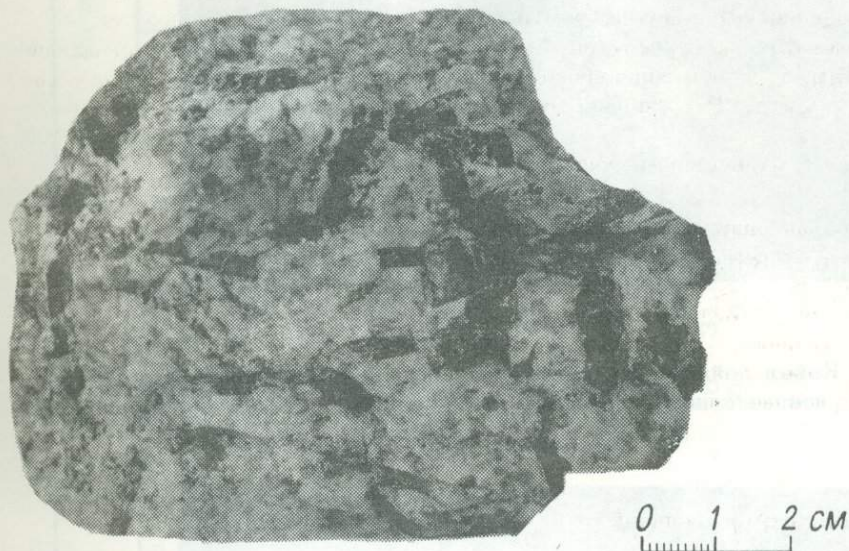


Рис.19. Силексит с вкрапленниками идиоморфных кристаллов бломстрандина.

ние выделения бломстрандина обладают желто-оранжевой окраской, сравнительно слабо изменены с поверхности. Более поздние генерации кристаллов бломстрандина приобретают коричневую окраску различных оттенков, вплоть до почти черной, при этом возрастает и степень измененности минерала. Наиболее ранним продуктом изменения, образующим агрегаты светлых просвечивающих зерен, является лейкоксен. На следующей стадии изменения происходит перекристаллизация лейкоксена с образованием мелкозернистых агрегатов коричневого редкоземельного титанита, вследствие чего вокруг ядра слабо измененного бломстрандина возникают две каймы, повторяющие первоначальные очертания кристалла: внутренняя - лейкоксеновая и внешняя - титанитовая (рис. 20). При еще более глубоком разрушении бломстрандина часть титанита распадается, превращаясь в тонкозернистый агрегат кварца и анатаза (рис.21). Среди продуктов изменения с помощью электронного микроскопа установлено присутствие фосфата иттрия состава (мас.%): SiO_2 - 1.35, P_2O_5 - 34.56, Y_2O_3 - 50.73, ThO_2 - 0.93, CaO - 0.02. А.Я.Луц /45/ в качестве продуктов распада или замещения бломстрандина отмечал рутил; нами он не установлен.

Наряду с окраской весьма изменчивы и другие физические свойства бломстрандина, что связано с его метамиктным распадом и наложенными процессами изменения /45/. Плотность наиболее однородных по окраске и агрегатному состоянию кристаллов колеблется в пределах 4,4-4,85 г/см³. Показатели преломления непостоянны даже на соседних участках кристаллов ($n = 2.076$ до 2.15). Агрегатное состояние - метамиктное, рентгеноаморфен при обычной температуре, при прокаливании до 950-1000° восстанавливает кристаллическую структуру типа эксенита и кубического пирохлора (?),

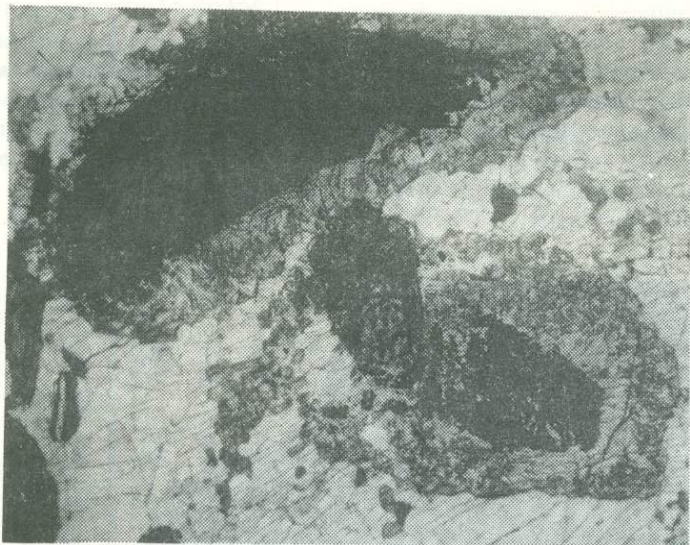


Рис.20. Кайма лейкоксона (светлая внутренняя) и титанита (зернистый, серый) вокруг неизмененного бломстрандина (черный). Ув.25, без анализатора.



Рис.21. Замещение бломстрандина вторичными продуктами (кайма) и агрегатом кварца и анатаза. Ув.25, без анализатора.

что не позволяет однозначно решить вопрос о первичной структуре минерала. Согласно А.Я.Лунцу /45/, для бломстрандина при 600° получены дебаеграммы, характерные минералам серии приорит-бломстрандина. На принадлежность к этой серии указывает и химический состав бломстрандина (табл.28). Образец 3 из амазонитового пегматита может быть отнесен к приориту, а остальные - к бломстрандинам.

Компоненты	Из эгиринового гранита	Из силекситов						Из пегматитов		
	121/83	58/76	117/85	100/85	96/85	75/85	73/85	1	2	3
SiO ₂	0.83	0.90	1.75	1.57	1.14	2.51	1.04	0.60	0.24	1.38
TiO ₂	34.28	29.63	28.73	29.61	32.35	29.30	32.45	31.95	36.15	26.51
Al ₂ O ₃	0.09	сл.	0.10	~0.07	0.10	0.08	0.10	0.70	-	0.36
Fe ₂ O ₃	0.48	1.78	1.42	2.13	0.99	2.03	0.74	1.72	2.80	4.27
FeO		0.12	-	-	-	-	-	-	-	-
MnO	0.03	0.09	0.20	0.34	0.10	0.22	0.45	0.15	-	0.36
MgO	сл.	0.00	0.02	0.02	<0.01	0.00	0.01	0.32	-	0.16
CaO	1.66	1.75	2.24	2.45	1.59	1.64	1.22	3.90	2.00	2.68
Na ₂ O	0.11	0.12	0.14	0.00	0.04	0.26	0.11	-	-	-
K ₂ O	сл.	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	-	-	-
H ₂ O ⁻		0.00	-	-	-	-	-	0.50	0.07	0.25
H ₂ O ⁺	3.46	-	2.73	2.26	2.62	3.37	2.74	-	-	-
F ⁻		0.18	3.46	-	0.17	0.22	0.26	0.32	3.75	3.60
Nb ₂ O ₅	17.83	0.30	-	0.17	0.22	0.26	0.32	-	-	-
Ta ₂ O ₅		20.15	18.26	18.14	18.01	17.00	16.71	15.20	16.12	26.24
TR ₂ O ₃	30.41	-	0.89	1.03	1.14	1.40	0.83	-	-	-
ThO ₂		31.15	31.39	31.76	31.17	29.28	31.61	31.93	30.50	23.84
U ₃ O ₈	5.73	5.71	6.23	6.15	7.43	5.90	9.00	3.90	5.27	0.60
PbO	3.57	3.22	2.95	3.11	2.02	3.96	1.97	UO ₂ -2.30	UO ₂ -0.98	9.15
ZrO ₂	1.18	1.06	He опр.	0.89	0.94	1.78	1.25	UO ₃ -2.15	UO ₃ -1.20	-
CO ₂	0.00	0.25	0.21	He обн.	He обн.	0.76	He обн.	0.39	0.73	-
-O=2F	He опр.	0.24	He опр.	-	-	-	-	-	0.27	-
Сумма	-0.07	-0.13	-	0.07	0.09	0.11	0.13	-	-	-
	99.78	99.81	98.37	99.71	99.85	99.69	100.06	99.56	99.93	100.15

ПРИМЕЧАНИЕ. Аналитик Л.Ф.Ганнибал; обр. 58/76 - аналитик Е.А.Кульчицкая; обр. 1,2,3 - данные А.Я.Лунца (45); в анализе 3 дополнительно определено 0.10 SnO₂.

Для образцов 121/83 и 58/76 В.А.Победоносцевым и Н.Д.Евдокимовой выполнено определение состава группы РЗЭ (% от $\Sigma (TR+Y_2O_3)$). Образцы 121/83 и 58.76, соответственно: La_2O_3 - 0.9, 0.8, CeO_2 - 4.0, 3.5, Pr_2O_3 - 0.9, 0.9, Nd_2O_3 - 3.2, 5.5, Sm_2O_3 - 1.6, 2.7, Eu_2O_3 - 0.4, 6.3, Gd_2O_3 - 1.4, 6.3, Tb_2O_3 - 0.6, 2.6, Dy_2O_3 - 9.2, 9.0, Ho_2O_3 - 2.3, 2.8, Er_2O_3 - 8.4, 6.8, Tu_2O_3 1.1, 1.2, Yb_2O_3 - 10.1, 2.8, Lu_2O_3 - 0.2, 0.7, Y_2O_3 - 55.7, 54.3. Судя по этим данным, проанализированные образцы по такому характерному параметру, как обогащенность иттрием и тяжелыми лантаноидами должны быть отнесены к минеральному виду Y-эшинита, однако в силу укоренившейся в литературе традиции /3, 12-19, 36, 45/ групповое название "бломстрандины" использовано и нами.

В заключение отметим, что необходимо дополнительное изучение распространности, генезиса и роли бломстрандина в редкометалльной минерализации щелочных гранитов региона. По-видимому, его распространенность в минерализованных гранитах, силекситах и высокотемпературных пегматитах значительно шире, чем это считалось.

Фергусонит - $YNbO_4$. Широкая распространенность фергусонита в пегматитах щелочных гранитов Кольского региона известна давно /12-14, 45/, а в последние годы установлено его присутствие и в силекситах, где он образует локальные концентрации, и в некоторых фациях минерализованных гранитов эндоконтактов и в метасоматитах экзоконтактов. В этих породах фергусонит, по сравнению с пегматитами, отличается относительной морфологической однородностью, близостью физических свойств и химического состава. Фергусонит образует удлиненные веретенообразные кристаллы или их сноповидные сростки, заключенные в кварц. Нередко фергусонит выделяется совместно с бритолином, нарастая на поверхность его зерен или концентрируясь вокруг них (рис.22). В щелочных минерализованных гранитах преобладают зерна фергусонита длиной 0.5-3 мм, в силекситах наиболее крупные кристаллы достигают 10-12 мм. Спайность отсутствует, излом раковистый, клеоподобный. Минерал метамиктен и рентгеноаморфен, оптически изотропен. Окраска кристаллов варьирует от темной вишнево-красной, коричнево-красной, бурой до светло-желтой; обычно полупрозрачен, блеск в изломе сильный, алмазный. Показатели преломления непостоянны и колеблются в пределах $n = 1.98-2.10$. Также непостоянна плотность, находящаяся в пределах $5.42-4.44 \text{ г/см}^3$ (в зависимости от степени гидратации и глубины метамиктного распада). С поверхности фергусонит почти всегда изменен - покрыт более или менее густым порошковатым налетом вторичных продуктов кремового, желтого или красного цвета (бастнезит?).

Химические анализы мономинеральных концентратов фергусонита из различных пород (табл.29) не выявили существенных типохимических различий между ними. Можно отметить, что пегматиты обладают наиболее высокотанталитым фергусонитом в рассматриваемом ряду, а в экзоконтактных метасоматитах минимальна концентрация РЗЭ. Выявленные при анализе концентратов примеси SiO_2 , ZrO_2 , Al_2O_3 , SnO_2 , TiO_2 , Na_2O , по всей видимости, связаны с микровключениями кварца, циркона, альбита, касситерита, ильменита и других минералов. Из данных, приведенных в табл.30, следует, что фергусонит из щелочных гранитов является селективно иттриевым минералом с высоким содержанием тяжелых лантаноидов.

Изучение взаимоотношений фергусонита с породообразующими минералами показало, что интервал кристаллизации фергусонита достаточно широк - от позднемагматической и пегматитовой стадии минералообразования до гидротермальной. Наиболее ранние выделения темноокрашенного фергусонита заключены в микроклин-пертите или раннем альбите, а завершается выделение фергусонита появлением "сыши" мелких светлоокрашенных зерен вдоль трещин, пересекающих агрегаты позднего кварца.

Пироксид - $NaCaNb_2O_6 (F,OH)$. В щелочных гранитах центральных зон плутонов является малораспространенным аксессуарным минералом, а в минерализованных гранитах апикальной фации и в пегматитах фоновое содержание

Таблица 29

Химический состав фергусонитов, мас.%

Компоненты	Из альбитизированного гранита	Из силекситов		Из пегматитов				Из апобазитовых экзоконтактовых метасоматитов	
	166/70	9/83	73/76	1	2	3	4	36/63	265/61
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	2.97	4.46	2.89	0.57	0.95	0.67	0.64	0.98	2.78
TiO ₂	0.82	1.01	3.01	2.42	1.85	2.16	2.97	1.08	1.74
Al ₂ O ₃	1.92	0.10	сл.	0.76	0.68	0.67	1.29	3.18	1.69
Fe ₂ O ₃	3.16	0.39	0.28	1.83	1.54	0.41	0.43	2.58	1.79
MnO	0.38	0.10	0.04	0.51	0.20	сл.	0.03	0.09	0.05
MgO	0.14	0.02	сл.	0.00	0.25	0.19	0.12	0.00	0.12
CaO	3.41	1.00	1.55	2.20	1.76	0.72	1.41	2.36	3.42
Na ₂ O	0.13	0.13	0.09	1.03	0.48	0.16	0.14	0.04	-
K ₂ O	0.15	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.06	0.06	-
H ₂ O ⁻	0.72	-	0.21	0.24	0.26	0.20	-	1.96	1.12
H ₂ O ⁺	2.70	2.27	2.59	3.57	-	-	-	5.42	4.32

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
F'	-	0,46	-	-	-	-	-	-	0,38
CO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0,39
TR ₂ O ₃	38,74	38,87	41,31	40,11	37,97	42,63	39,87	30,77	38,10
Nb ₂ O ₅	40,62	40,53	40,03	38,95	40,65	41,12	41,92	39,87	38,84
Ta ₂ O ₅		0,61	1,32	2,62	2,75	2,78	0,93	1,18	0,90
ThO ₂	1,02	2,94	2,58	1,43	1,73	1,83	2,44	4,53	1,37
U ₃ O ₈	2,04	3,55	1,60	-	2,97	2,14	3,81	2,45	1,64
PbO	0,56	0,60	0,48	0,64	1,43	1,84	0,90	0,59	0,76
ZrO ₂	-	2,83	1,63	0,05	-	-	-	0,97	-
SnO ₂	-	-	0,00	-	0,11	0,14	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	0,10	-	-
SrO	-	-	-	-	0,00	-	0,00	0,00	0,05
П.п.п.	-	-	-	-	4,58	2,66	0,82	1,63	0,23
-O=F' ₂	-	-0,19	-	-	-	-	-	-	0,16
Сумма	99,55	99,71	99,65	100,40	100,16	100,32	97,88	99,74	100,11

ПРИМЕЧАНИЕ. Образцы 2,3,4, 265/61 - по данным А.П.Белолипецкого /9/. Аналитики: Н.А.Елина, Е.А.Кульчицкая, М.И.Волкова, Ю.А.Новикова.

Таблица 30

Состав группы редкоземельных элементов в фергусонитах

Порода	Образец	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Lu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
Минерализованный гранит	166/70	0.4	1.4	0.4	1.8	3.0	4.0	3.8	-	4.1	10.0	3.6	6.6	2.1	58.8	
Силекситы	9/93	0.4	1.0	0.4	1.2	0.9	0.2	2.5	0.6	8.4	1.7	9.3	1.6	15.1	0.3	56.4
	73/76	0.7	1.6	0.7	1.8	2.3	3.4	2.9	4.4	3.0	9.4	2.4	7.0	0.5	60.0	
Апобазитовые метасоматиты экзоконтакта	265/61	0.7	1.3	-	1.0	1.1	0.5	1.4	1.1	12.4	4.5	12.8	2.7	15.1	1.7	43.7

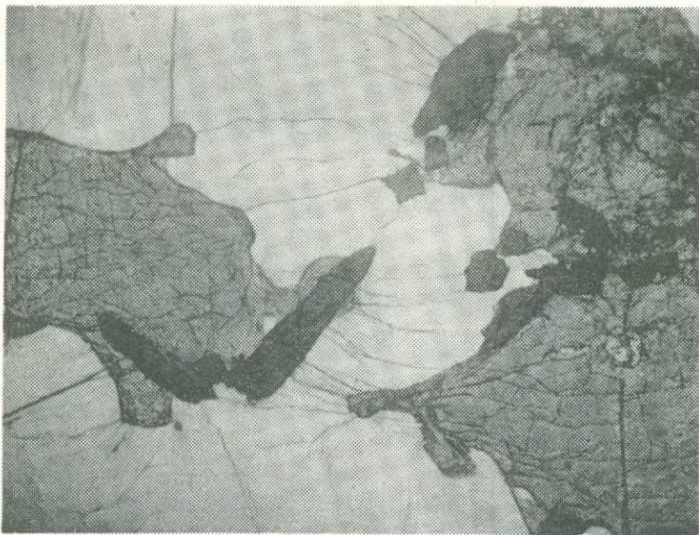


Рис.22. Развитие фергусонита (темно-серые выделения) вокруг бритолита (серые) в силексите. Ув.35, без анализатора.

пирохлора многократно возрастает, вплоть до образования локальных рудных концентраций. В этих случаях пирохлор выделяется в ассоциации с другими редкометалльными минералами: цирконом, ильменитом, касситеритом, бастнезитом, торитом и др. Распределение пирохлора в минерализованных гранитах всегда неравномерное: он приурочен к зонам альбитизации и окварцевания, охватывающих на том или ином участке либо всю массу породы, либо имеющих струйчатое, локальное – жильное, гнездовое и т.п. развитие. Большая часть пирохлора выделяется вместе с малаконом в стадию альбитизации; в последующую стадию окварцевания (кислотного выщелачивания) пирохлор переотлагается, перекристаллизовывается, меняет морфологию и, по-видимому, состав. Ранняя генерация пирохлора в минерализованных гранитах представлена одиночными кристаллами октаэдрического габитуса или их цепочечными скоплениями среди альбита и кварца. Размер кристаллов колеблется даже в одном образце в широких пределах: от субмикроскопических (менее 0.05 мм) до 1 мм.

Цвет пирохлора непостоянен: бурый, светло-коричневый, янтарно-желтый. Хорошо образованные кристаллы приурочены к кварцу; в альбите пирохлор всегда более или менее изменен с поверхности, ребра кристаллов, заключенных в "рубашку" продуктов изменения, закруглены, сами кристаллы трещиноватые, неоднородные. Поздняя генерация пирохлора в кварце может образовывать крупные, до 5–6 мм в поперечнике, кубо-октаэдры с неоднородной окраской: зеленой, бурой, ржаво-красной и т.п.

Физические свойства исследованных пирохлоров непостоянны. Все они метамиктны и рентгеноаморфны, но после прокаливании при 800° восстанавливают кубическую решетку с параметрами a_0 , отвечающими минералам группы пирохлора. В связи с метамиктным распадом и насыщенностью водой понижены их плотность, колеблющаяся в пределах 3.6–3.8 г/см³, и показатель преломления $n = 1.86$ –1.93. Излом раковистый, блеск смоляной или жирный. По трещинам и по периферии кристаллов отлагаются продукты изменения, среди которых, по данным микросондового анализа, ведущая роль принадлежит редкометалльному ураноториту; отмечаются микровростки кварца, ильменита и других рудных минералов. По химическому составу минералы группы пирохлора (табл.31) из альбитизированных гранитов отвечают обычному пирохлору, а из внутрикамерного альбитизированного пегматита – пломбобетафиту.

Бритолит – $(Y, Ce, Ca)_2(SiO_4, PO_4)_3(OH, F)$
(итробритолит, абукумалит). В щелочных гранитах является типоморфным

Таблица 31

Химический состав минералов группы пироклора, мас.%

Компоненты	Из альбитизированного минерализованного гранита, 6259/81	Из альбитизированного и окварцованного пегматита	
		199 ^a /76	199 ^b /76
SiO ₂	1.36	1.07	0.00
TiO ₂	5.94	8.62	11.81
Fe ₂ O ₃	=	0.82	0.22
MnO	=	0.19	1.08
MgO	=	=	=
CaO	14.98	1.05	10.67
Na ₂ O	4.02	=	=
TR ₂ O ₃	2.95	1.03	2.92
Nb ₂ O ₅	55.94	21.47	20.23
Ta ₂ O ₅	2.94	4.10	10.11
ThO ₂	=	0	=
U ₂ O ₃	3.03	2.28	13.37
PbO	0.81	50.17	17.02
SnO ₂	0.16	=	=
Сумма	92.13	90.94	87.45

ПРИМЕЧАНИЕ. Микросондовый анализ, аналитик Л.И.Полежаева.

аксессуарным минералом /14/, а в минерализованных гранитах апикальной фации, в пегматитах и силекситах может образовывать повышенные локальные концентрации. Касаясь названия минерала, отметим, что первоначально к бритолилу относились фосфат-силикаты редких земель с преобладанием в их составе церия и легких лантаноидов. В качестве абукумалита в литературе известен фосфат-силикат редких земель с преобладанием тяжелых лантаноидов и иттрия. Высокая изоморфная емкость фосфат-силикатов редких земель со структурой апатита предопределила появление новых разновидностей бритолита: кариоцерита (борсодержащего), алюмобритолита, иттробритолита и др. По-видимому (как и в случае с пироклором), следует говорить о минеральном виде - бритолите (группа бритолита), не выделяя разновидности с собственными наименованиями за исключением крайних членов ряда. Поскольку чисто цериевые или чисто иттриевые разновидности бритолитов пока не известны, а все описанные в литературе разновидности по составу редких земель являются комплексными, нет необходимости отступать от впервые введенного в литературу для данного минерального вида термина - бритолит.

Бритолиты (абукумалиты) из пегматитов и неминерализованных щелочных гранитов описаны ранее /14, 45/, поэтому здесь сосредоточено внимание на характеристике бритолитов из минерализованных гранитов контактных зон и рудоносных силекситов. В относительно мелкозернистых минерализованных гранитах бритолит выделяется в форме удлинённых, овальных или изометричных

зерен, размер которых редко превышает 0,5–1 мм; лишь отдельные его зерна достигают 1 см.

В силекситах бритолит выделяется в форме как мелких (1–2 мм) изометричных зерен, заключенных в слюдах, амфиболе, эгирине, так и в виде крупных (до 1–2 см в поперечнике) ксеноморфных выделений в трещинах кварца, обычно в ассоциации с цирконом и флюоритом (рис.23). В экзоконтактных ме-



Рис.23. Бритолит (темно-серый) и флюорит (серый) в силексите. Ув.20, без анализатора.

тасоматитах по метагаббро-анортозитам бритолит занимает межзерновые пространства среди циркона и магнетита, кристаллизуясь с ними практически одновременно. Поверхность кристаллов бритолита всегда покрыта охристыми выделениями продуктов изменения белого, желтого, кремового или розового цвета. Среди этих "охр" преобладает бастнезит, выявлен также кайсикхит. В свежих сколах бритолит имеет раковистый или неровный излом, коричневую окраску разных оттенков, но встречаются и темные вишнево-красные до почти черных разновидности. В шлифах бритолит обладает светло-желтой окраской, трещиноват, оптически изотропен. Глубокий метамиктный распад кристаллической решетки минерала подтверждается его рентгеноаморфностью. При прокаливании до 800° восстанавливает кристаллическую решетку апатитового типа. Показатели преломления колеблются в пределах 1,733–1,744, плотность 4,34–4,51 г/см³.

Химический состав бритолитов из щелочных гранитов, силекситов и пегматитов обладает значительной близостью (табл.32). Характерен комплексный состав РЗЭ и высокий уровень накопления иттрия (табл.33); по существу все исследованные кольские бритолиты могут быть отнесены к итробритолилу.

Таленит - $Y_3Si_3O_{10}(OH, F)$ - типичный иттрийсодержащий силикат для амазонитовых пегматитов Кольского полуострова, детально изученный и описанный в литературе /27, 42, 49/; установлен также в некоторых типах метасоматитов и щелочных гранитов /25/.

Иттриалит - $(Y, Th)_2[Si_2O_7]$, рассматриваемый в минералогических справочниках и в литературе /65/ как торийсодержащий таленит, по-видимому, является самостоятельным минералом, недостаточно изученным в силу его метамиктности /27, 49/. Выявлен в силекситах и экзоконтактных апо-базитовых метасоматитах. В силекситах иттриалит образует гнездовые скопле-

Таблица 32

Химический состав бритоцитов, мас.%

Компоненты	Из минерализованных гранитов	Из силекситов			Из пегматитов		
		1056/57	73/76	144/83	5565/78	1/53	2/45
SiO ₂	22.98	21.97	22.13	22.41	21.80	21.98	21.85
TiO ₂	0.78	0.09	0.18	0.00	0.04	-	-
Al ₂ O ₃	1.07	0.00	0.09	0.00	0.72	-	1.17
Fe ₂ O ₃	1.47	1.04	1.30	1.46	1.19	1.70	1.10
MnO	-	1.08	1.09	1.38	0.66	0.70	0.80
MgO	0.14	0.00	0.01	сл.	0.07	-	-
CaO	10.80	13.71	10.23	11.38	13.31	12.90	12.98
Na ₂ O	-	0.37	0.39	0.33	0.20	0.23	0.35
K ₂ O	-	0.03	0.02	0.03	0.06	0.03	0.28
H ₂ O ⁻	-	0.00	-	0.11	0.15	0.17	0.15
H ₂ O ⁺	4.05	1.60	1.60	1.09	1.20	1.93	1.15
F [']	1.82	2.37	1.84	2.28	1.48	2.61	1.43
CO ₂	1.72	0.25	0.17	0.34	He опр.	-	-
P ₂ O ₅	2.16	3.32	3.04	2.54	2.98	2.10	2.96
ΣTR ₂ O ₃	50.58	53.54	52.81	56.5	54.41	55.90	54.15
Nb ₂ O ₅	0.13	0.02	1.74	-	0.06	-	-
Ta ₂ O ₅	0.00	0.00	0.04	-	0.00	-	-
ThO ₂	0.97	1.09	2.94	1.38	1.55	0.70	0.50
U ₃ O ₈	-	0.13	0.00	0.16	0.23	0.27	0.14
PbO	-	-	0.26	-	0.13	0.15	-
SrO	-	-	0.11	-	-	-	-
ZrO ₂	1.55	0.00	0.00	0.00	0.00	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	2.15	-	0.28
-O=2F [']	0.77	0.99	0.77	0.96	0.62	1.10	0.60
Сумма	95.40	99.81	99.21	100.43	99.62	100.27	98.62

Аналитики З.И.Горощенко, Е.А.Кульчицкая, Л.Ф.Ганнибал.

ния округлых или неправильных агрегатов размером до 1-2 см в поперечнике, покрытых снаружи корочками продуктов изменения или каймами бритоцита; иногда выделения иттриалита окружены агрегатами фергусонита и циркона, что свидетельствует о приуроченности иттриалита к ранним стадиям формирования минерализации силекситов. В то же время иттриалит выделяется позднее эгирина, резорбируя последний (рис.24). Бритоцит частично замещает иттриалит, образуя с ним морфологически сложные сростки: колломорфные, почковид-

Состав группы редкоземельных элементов в бритолитах
из силекситов ($\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3 = 100\%$)

Образец	La_2O_3	CeO_2	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	Eu_2O_3	Gd_2O_3	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Y_2O_3
73/76	4.6	15.1	2.6	9.8	4.2		5.1	4.3	5.0	2.2	4.8	1.8	3.5	0.3	36.8
144/83	3.6	11.5	1.8	7.5	2.8	0.5	4.1	0.9	7.9	1.8	5.5	0.8	8.0	0.1	42.2
5565/78	3.6	12.0	2.6	9.2	4.6		5.4	4.2	5.2	1.9	6.8	2.2	3.8	0.4	38.2

Аналитики Н.Д.Евдокимова, В.А.Победоносцев.

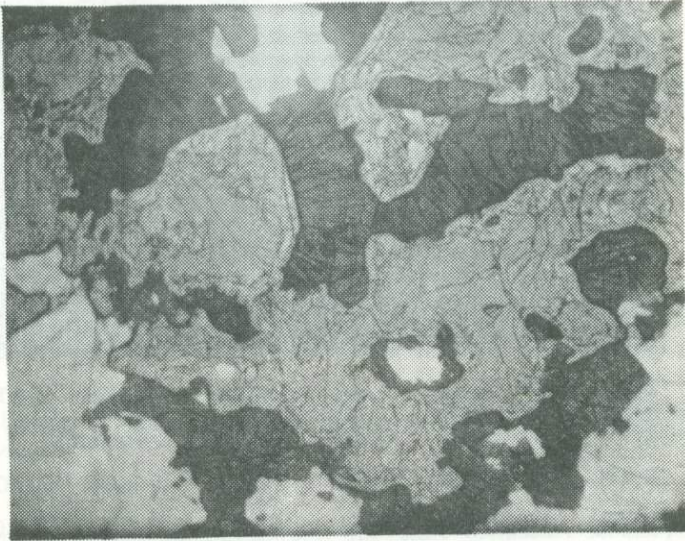


Рис.24. Выделения иттриалита, резорбирующего эгирин (темный) и замещаемого бритолитом – светлые каймы по периферии выделений иттриалита (светло-серый). Ув.20, без анализатора.

ные обрастания или тонкое переслаивание, что свидетельствует о близком времени образования обоих минералов. Состав зональных сростков приведен в табл.34. Физические свойства иттриалита из силекситов непостоянны: он обладает коричнево-розовой окраской различных оттенков, в шлифах светло-желтый; слаботрешиноватый, метамиктный и рентгеноаморфный; блеск стеклянный, смоляной; плотность – 4.0-4.4 г/см³; показатели преломления $n - 1.735-1.745$.

Иттриалит, обнаруженный нами в экзоконтактных метасоматитах, образовывал крупные (до нескольких сантиметров в поперечнике) желваковые выделения коричневатого-черного цвета, просвечивающие в тонких краях сколов оливково-зеленым цветом; в шлифах минерал имеет темную буро-зеленую неравномерную окраску, в нем отмечены микровключения ураноторита и других не изученных пока минералов (их влияние сказалось на результатах химического анализа "монсминерального" концентрата иттриалита из обр.205/77, приведенного в табл.34). В то же время рентгенограмма прокаленного до 900° минерала обнаруживает черты значительного сходства с рентгенограммой иттриалита из Якутии /49/.

Бастнезит – $Ce(CO_3)F$ является распространенным продуктом изменения аксессуарных редкоземельных минералов, по которым он развивается,

Химический состав выделений иттриалита и зональных сростков иттриалита с бритолином, мас.%

Компоненты	Обр. 205/77	Обр. 9/83-1						Обр. 9/83-П
		центральная часть зерна	краевая часть	измененный участок	неизмененный участок			
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	23.93	29.43	28.29	24.76	29.48	28.60	28.77	19.05
TiO ₂	0.13	-	-	-	-	-	-	-
Al ₂ O ₃	0.27	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	2.10	1.88	2.06	1.90	2.22	2.21	2.70	0.98
MgO	0.09	-	-	-	-	-	-	-
CaO	2.34	0.72	0.68	0.83	0.62	0.68	0.70	14.18
MnO	1.98	-	-	-	-	1.81	1.82	0.93
ThO ₂	24.64	16.30	18.37	15.45	17.65	15.65	16.35	0.53
U ₃ O ₈	4.26	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-
PbO	0.66	1.10	1.10	1.22	1.39	-	-	-
ZrO ₂	0.29	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁻	3.17	-	-	-	-	-	-	-
H ₂ O ⁺	9.66	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	2.05	-	-	-	-	-	-	-

Окончание табл.34.

1	2	3	4	5	6	7	8	9
La ₂ O ₃	0.64	0.92	1.05	1.67	0.85	0.55	0.75	1.67
CeO ₂	1.34	2.26	2.64	1.89	1.92	2.16	2.17	8.23
Pr ₂ O ₃	0.31	0.26	0.26	0.09	0.35	0.09	0.09	0.78
Nd ₂ O ₃	1.10	0.57	0.57	0.24	0.38	0.96	1.02	5.00
Sm ₂ O ₃	0.79	0.37	0.38	0.33	0.33	0.32	0.31	1.56
Eu ₂ O ₃	0.36	0.57	0.57	0.05	0.37	0.44	0.30	0.92
Gd ₂ O ₃	0.72	1.77	1.65	0.10	2.08	0.80	0.63	2.00
Tb ₂ O ₃	1.34	-	-	-	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	1.41	3.75	3.25	2.81	3.10	3.17	3.06	4.11
Ho ₂ O ₃	0.72	0.37	0.23	0.67	0.83	0.73	0.71	0.36
Er ₂ O ₃	1.36	3.91	3.56	2.97	3.46	3.90	3.72	2.81
Tm ₂ O ₃	0.50	0.15	0.15	0.14	0.17	0.60	0.49	0.36
Yb ₂ O ₃	0.91	3.66	3.42	2.66	3.45	3.49	3.42	1.46
Lu ₂ O ₃	0.45	0.1	0.08	0.08	0.08	0.09	0.18	-
Y ₂ O ₃	11.9	30.25	27.95	25.01	29.77	28.63	27.50	22.81

ПРИМЕЧАНИЕ. Обр. 205/77 - иттрилитовый концентрат с примесью микровключений ураноторита, химический анализ с разделением ΣTR_2O_3 хроматографией на бумаге (аналитики К.М.Бабкина, Н.А.Елина, Л.Ф.Ганнибал). Обр. 9/83 - зональный сросток иттрилита (зона 1) и бритолита (II), микрозондовый рентгеновский анализ (аналитик Л.И.Полежаева).

начиная с периферии, постепенно проникая в глубь зерен редкоземельных минералов, вплоть до их полного замещения. В силу своего тонкоагрегатного порошкового состояния бастнезит при дроблении проб гранитов легко переизмельчается и теряется в шламах. На участке "Южный" встречены самостоятельные кристаллические выделения бастнезита в минерализованных гранитах, силекситах и в альбитизированных гранитах. В апогранитах мелкокристаллические выделения бастнезита образуют гнездовые скопления совместно с цирконом, пироксеном, ильменитом и другими рудными минералами в зонах окварцевания и альбитизации.

Кристаллы бастнезита внешне однородны, прозрачны или полупрозрачны, обладают сильным стекляннным блеском, светлой окраской - от бледно-желтой у прозрачных до кирпично-красной у непрозрачных измененных зерен. Показатели преломления; $n_g - 1.790$, $n_p - 1.717$, $n_g - n_p = 0.082$). Принадлежность минерала к бастнезиту подтверждена рентгеноструктурным анализом и данными химического анализа (аналитик Л.Ф.Ганнибал): $SiO_2 - 1.20$, $TiO_2 - 0.06$, $Al_2O_3 - 0.28$, $Fe_2O_3 - 0.19$, $MnO - 0.02$, $CaO - 0.11$, $Na_2O - 0.82$, $K_2O - 0.05$, $H_2O^+ - 0.40$, $F - 8.27$, $CO_2 - 13.60$, $P_2O_5 - 0.77$, $SrO - 0.05$, $U_3O_8 - 1.50$, $ThO_2 - 0.20$, $TR_2O_3 + Y_2O_3 - 75.88$, $PbO - 0.14$, сумма - 100.07 мас.%. Состав редкоземельной группы бастнезита (аналитик В.А.Победоносцев): $La_2O_3 - 22.6$, $CeO_2 - 55.3$, $Pr_2O_3 - 5.0$, $Nd_2O_3 - 13.0$, $Sm_2O_3 - 1.7$, $Eu_2O_3 - 0.3$, $Gd_2O_3 - 0.4$, $Tb_2O_3 - 0.1$, $Dy_2O_3 - 0.3$, $Ho_2O_3 - 0.1$, $Y_2O_3 - 1.2$ свидетельствует о его селективно цериевом характере.

Нахождение первично выделившегося кристаллического бастнезита в метасоматизированных гранитах и отсутствие его в минерализованных гранитах и силекситах можно объяснить низким содержанием CO_2 в магматическом расплаве и флюидной фазе позднемагматических отщеплений. Косвенным подтверждением этого может служить практически полное отсутствие проявления процессов карбонатизации в связи со щелочными гранитами. В силу этого обстоятельства можно высказать предположение об ограниченных возможностях возникновения рудных концентраций первичного бастнезита в связи со щелочными гранитами.

Чевкинит - $(Ce, Ca)_4(Fe, Mg)_2Ti_3Si_4O_{22}$.

В минерализованных гранитах и силекситах чевкинит выделяется в виде скоплений изометричных зерен с более или менее выраженным идиоморфизмом, которые обычно находятся в сростании с цирконом, магнетитом, кварцем и другими минералами, нередко образуя линзовидные обособления. Размер зерен овальной или удлинённой формы обычно не превышает 0.5-1.0 мм вдоль длинной оси. Чевкинит обладает черным цветом, блеск сильный стекляннный. Излом неровный, раковистый, спайность отсутствует. В тонких краях сколов минерал просвечивает коричнево-красным цветом. В шлифах чевкинит обладает коричнево-красной окраской разной интенсивности, слегка плеохроирует. Минерал метамиктен, в шлифах изотропен, рентгеноаморфен. Показатели преломления непостоянны ($n = 1.97-1.99$) и, по-видимому, изменяются в зависимости от гидратации и вторичных изменений. С поверхности зерен чевкинит всегда покрыт корочкой продуктов изменения - смесью лейкоксена, силикатов редких земель и гидроокислов.

В таблице 35 приведены химические анализы чевкинита из минерализованного гранита, силекситов и пегматита. В последнем определен состав группы РЗЭ, свидетельствующий о резко селективном накоплении в чевкинине церия и других элементов цериевой группы (аналитик В.А.Победоносцев): $La_2O_3 - 22.5$, $CeO_2 - 51.8$, $Pr_2O_3 - 5.0$, $Nd_2O_3 - 15.6$, $Sm_2O_3 - 1.8$, $Eu_2O_3 - 0.4$, $Gd_2O_3 - 1.9$, $Tb_2O_3 - 0.1$, $Dy_2O_3 - 0.2$, $Ho_2O_3 - 0.0$, $Er_2O_3 - 0.0$, $Tu_2O_3 - 0.0$, $Yb_2O_3 - 0.0$, $Lu_2O_3 - 0.0$, $Y_2O_3 - 0.6$ (% от $\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3$).

Как в минерализованных гранитах, так и в силекситах и пегматитах устанавливается раннее выделение чевкинита, до наложения альбитизации. При альбитизации чевкинит неустойчив и замещается по периферии или полностью

Химический состав чевкинита, мас.%

Компоненты	Из минерализованных гранитов	Из силекситов		Из пегматита
	1056/57	78/85	131/85	48/82
SiO ₂	20.99	18.54	18.41	19.65
TiO ₂	13.13	18.03	17.68	16.89
Al ₂ O ₃	0.72	0.09	0.11	0.22
Fe ₂ O ₃	5.60	1.26	2.76	0.92
FeO	8.55	10.47	8.87	10.84
MnO	0.41	0.38	0.24	0.46
MgO	0.06	0.01	0.01	0.07
CaO	2.76	0.94	1.35	1.50
Na ₂ O	0.16	0.13	0.05	0.14
K ₂ O	0.08	0.02	0.01	0.06
H ₂ O ⁻	0.33	} 0.34	0.68	0.07
H ₂ O ⁺	1.78			0.50
ΣTR ₂ O ₃	42.90	48.51	46.47	43.89
Nb ₂ O ₅	1.54	} 0.64	1.43	1.44
Ta ₂ O ₅	0.27			0.08
ThO ₂	1.30	0.65	1.55	-
U ₃ O ₈	0.12	0.20	0.30	0.00
PbO	0.00	0.10	0.22	0.14
SrO	0.12	0.13	0.16	1.45
BaO	-	-	-	-
ZrO ₂	0.69	0.00	0.00	-
F'	-	0.074	0.028	-
Сумма	100.21	100.51	100.33	99.98

Аналитики З.И.Горощенко, К.М.Бабкина, М.И.Волкова.

лейкоксеном (рис.25), иногда бритолином. Это свидетельствует о независимости чевкинитовой минерализации от альбитизации и выделения его в позднемагматическую и пегматитовую стадии минералообразования.

Монацит - CePO_4 - типичный аксессуарный минерал магматической стадии минералообразования. В силекситах и пегматитах монацит выделяется преимущественно совместно с лепидомеланом и одновременно с ксенотимом. В этих случаях он образует хорошо ограненные "конвертовидные" кристаллы до 1-3 мм вдоль длинной оси. В контактных же гранитах он выделяется в форме округлых, эллипсоидальных и чечевицеобразных зерен, с преобладающими

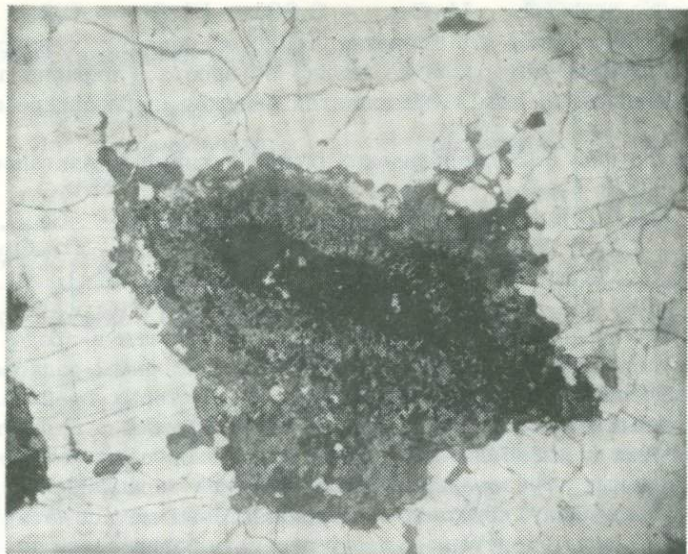


Рис.25. Замещение чевкинита (черный) лейкоксеном (серый, зернистый). Ув. 20, без анализатора.

размерами 0,1-0,25 мм. Цвет его бледно-желтый, красноватый, буро-красный, меняется в зависимости от глубины процессов изменения, при котором по монациту развивается рабдофанит и бастнезит. Неизменный монацит совершенно прозрачен, имеет сильный стеклянный блеск. Для образца наименее измененного монацита из контактного магнетит-эгиринового гранита установлены константы: $n_g - 1.831$, $n_m - 1.780$, $n_p - 1.778$, $n_g - n_p - 0.053$, $2V - 5-12^\circ$, плотность 4.946 г/см^3 .

Химический анализ концентрата монацита из пробы 101/66 дал следующие результаты (мас.%): $\text{SiO}_2 - 3.09$, $\text{TiO}_2 - 0.27$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 0.17$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 0.62$, $\text{CaO} - 0.44$, $\text{Na}_2\text{O} - 0.23$, $\text{K}_2\text{O} - 0.08$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0.19$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 0.62$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 25.00$, $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 - 61.21$, $\text{TfO}_2 - 5.86$, $\text{U}_3\text{O}_8 - 0.13$, $\text{PbO} - 0.57$, $\text{ZrO}_2 - 0.40$, п.п.п. - 0.70, сумма 99.58 (аналитик Л.Ф.Ганнибал). Близкий состав был определен и для других образцов монацита из щелочных гранитов /14/. Так же устойчив состав группы РЗЭ в монацитах, что свидетельствует о селективном накоплении в них легких лантаноидов при ничтожной роли иттрия и тяжелых лантаноидов. Так, для обр.101/66 определено: $\text{La}_2\text{O}_3 - 26.4$, $\text{CeO}_2 - 47.0$, $\text{Pr}_2\text{O}_3 - 4.3$, $\text{Nd}_2\text{O}_3 - 15.8$, $\text{Sm}_2\text{O}_3 - 2.1$, $(\text{Eu}, \text{Gd})_2\text{O}_3 - 1.8$, $(\text{Tb}, \text{Y})_2\text{O}_3 - 1.13$, $\text{Dy}_2\text{O}_3 - 1.3$ (аналитик Л.В.Мальшева). В пределах точности анализа установлен аналогичный состав группы РЗЭ в монацитах из щелочных гранитов других районов и массивов Кольского полуострова /14/.

Ксенотим - YPO_4 для щелочных гранитов мало характерен; он редко устанавливается в заметных количествах в самих гранитах, имеет тенденцию к накоплению в силекситах и пегматитах, а в силекситах участка "Западный" вместе с монацитом образует локальные концентрации. Неизменный ксенотим относительно редок, отличается совершенной прозрачностью, бесцветен, образует бипирамидальные кристаллы, обычно мелкие (0.15-0.25 мм), лишь в силекситах отмечены единичные кристаллы зеленовато-серой окраски, достигающие 55 мм; $n_o = 1.718$, $n_e = 1.810$, плотность 4.51 г/см^3 . Химический состав ксенотима из пробы 115/66 (аналитик Е.А.Кульчицкая) следующий (мас.%): $\text{SiO}_2 - 4.82$, $\text{TiO}_2 - 0.22$, $\text{Al}_2\text{O}_3 - 1.57$, $\text{Fe}_2\text{O}_3 - 2.45$, $\text{H}_2\text{O}^- - 0.53$, $\text{H}_2\text{O}^+ - 2.56$, $\text{P}_2\text{O}_5 - 28.54$, $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 -$

53,82, ThO₂ - 1,13, U₃O₈ - 0,83, PbO - 0,29, сумма - 100,21. Следует заметить, что ксенотим тесно ассоциирует с изоструктурным цирконом и при отборке материала на анализ от вростков циркона практически невозможно освободиться, чем и объясняется высокая примесь кремнезема и циркония.

В составе группы РЗЭ преобладают иттрий и тяжелые лантаноиды:

La₂O₃ - 0,3, CeO₂ - 2,1, Pr₂O₃ - 0,3, Nd₂O₃ - 0,9, Sm₂O₃ - 1,4, (Eu, Gd)₂O₃ - 4,3 (Y, Tb)₂O₃ - 63,9, Dy₂O₃ - 8,2, Ho₂O₃ - 2,4, Er₂O₃ - 8,0, Tu₂O₃ - 1,4, Yb₂O₃ - 4,3, Lu₂O₃ - 2,5 % от ΣTR (аналитик Л.В.Мальшева).

Ортит - (Ca, Ce, Mn)₂(Fe²⁺Fe³⁺Mg)Al₂[SiO₄][Si₂O₈][O, OH] - минерал, связывающий редкоземельные элементы в среде, относительно обогащенной кальцием. Он является ведущим аксессуарным редкоземельным минералом в субщелочных лепидомелан-феррогастингситовых гранитах, а в интрузивах щелочных гранитов с K_{агп} > 1, контактирующих с тоналитами, метагаббро-анортозитами и амфиболитами, ортит появляется в породах экзоконтактной фации и в жильных образованиях в виде обильной вкрапленности мелких и крупных (до 3-5 см в длину) кристаллов. В апобазитовых метасоматитах экзоконтактов ортит в виде скрытокристаллического агрегата развивается по плагиоклазу и амфиболом, замещая их, при перераспределении выделяется в виде сплошных обособлений, прожилков, гнезд. Цвет минерала - смоляно-черный, блеск на плоскостях излома смоляной, стеклянный, реже жирный. Минерал, как правило, рентгеноаморфный, метамиктный, более или менее гидратированный. В этой связи непостоянны его оптические свойства и удельный вес. Показатели преломления колеблются в пределах: n = 1,595 (обр.1105/57) до n_г = 1,731, n_р = 1,708, n_г-n_р = 0,023 (обр.1990/57). В широких пределах меняется и плотность: обр.1105/57 - 3,60, обр.1098/57 - 3,48 г/см³. Согласно /10/, для минералов ряда редкоземельный эпидот-ортит в метасоматитах плотность колеблется от 2,94 до 3,54 г/см³. В шлифах ортит имеет красновато-бурю, коричневую, буровато-зеленую окраску. С поверхности его зерна всегда покрыты корочкой продуктов изменения, обычно ожелезненных. Иногда выделения ортита обрастают эпидотом. Детальное изучение состава и свойств минералов группы эпидота-ортита из метасоматитов было выполнено А.П.Белолипецким и др. /10/.

В таблице 36 приведены результаты химического анализа аксессуарных ортитов из метасоматизированных габбро-анортозитов, минерализованных гранитов экзоконтактных зон и пегматитов. Состав группы РЗЭ для ортитов из гранита характеризуется селективным преобладанием церия и легких лантаноидов при незначительном содержании иттрия. Так, для обр.1105/57 определено: La₂O₃ - 24,0, CeO₂ - 51,6, Pr₂O₃ - 5,0, Nd₂O₃ - 14,4, Sm₂O₃ - 1,5, ΣY₂O₃ - 3,5 (аналитик Л.И.Полежаева). В то же время, согласно /10/, для редкоземельного эпидота и ортита из метасоматических измененных метагаббро-анортозитов экзоконтактов характерен комплексный состав группы РЗЭ с высоким содержанием Y. По-видимому, это связано с тем, что в породах экзоконтакта ортит является единственным минералом-концентратором РЗЭ, выносимых из щелочных гранитов, в то время как в самом граните РЗЭ распределяются между рядом минеральных фаз с селективным разделением РЗЭ.

Торит и хаттонит - ThSiO₄. Щелочным гранитам повсеместно, в том числе и в Кольском регионе, свойственно присутствие аксессуарных минералов группы торита. Наиболее обычными для большинства пород являются ксеноморфные выделения сургучно-красного, оранжевого, шоколадного (до черного) ферриторита с небольшой примесью урана, реже встречаются плохо образованные дипирамидальные кристаллы. В минерализованных щелочных гранитах и особенно в силекситах кроме торита при рентгенометрическом изучении установлен хаттонит (моноклинный силикат тория). Хаттонит выделяется в виде включенных в кварц или калишпат плотных скрытокристаллических масс, обладающих светло-зеленой, белой, желтовато-коричневой окраской, имеющих раковистый излом и облик опаловидных, воскоподобных или фарфоровидных

Таблица 36

Химический состав ортитов, мас.%

Компоненты	Из минерализованных гранитов		Из пегматита	Из метасоматита по габбро-анортозитам
	1105/57	87/76	1098/57	166/70
SiO ₂	30,62	29,83	29,85	32,20
TiO ₂	2,66	2,08	0,80	1,07
Al ₂ O ₃	10,12	7,46	12,95	12,73
Fe ₂ O ₃	0,72		12,42	6,29
FeO	18,70	23,58	5,50	10,74
MnO	0,37	1,15	0,94	1,14
MgO	0,26	=	0,16	0,10
CaO	9,60	8,34	8,00	14,57
Na ₂ O	0,12	=	0,46	0,18
K ₂ O	0,13	=	0,24	0,10
H ₂ O ⁻	0,21	=	0,70	0,00
H ₂ O ⁺	1,87	=	6,29	2,34
ΣTR ₂ O ₃	24,10	26,62	21,28	17,20
ThO ₂	0,54	0,00	0,60	1,37
U ₃ O ₈	0,09	0,00	0,00	0,05
PbO	-	=	-	0,19
Сумма	100,11	96,06	100,19	100,27

Аналитики Н.А. Елина, Е.А.Кульчицкая, Л.И.Полежаева.

агрегатов (рис.26), метамиктных и рентгеноаморфных (кристаллическая решетка восстанавливается при прокаливании свыше 1200°С).

Оптические свойства торита и ферриторита изменчивы даже в пределах одного зерна, особенно отчетливы различия центральной и периферической зон, что связано с изменением степени гидратации. Результаты химического анализа минералов группы торита (табл.37) свидетельствуют о значительных колебаниях содержания как главных элементов минерала, так и примесей, прежде всего редкометалльных элементов, воды, урана, железа и др.

Своеобразие химического состава торитов из кольских щелочных гранитов проявляется в повышенном содержании в них РЗЭ, особенно тяжелых лантаноидов и иттрия (табл.38); в сосуществующем с торитом хаттоните при равном общем уровне накопления РЗЭ состав их оказывается сдвинут в сторону легких лантаноидов. Привлекает также внимание вдвое пониженное по отношению к теоретическому (равному 81%) содержание в минералах тория и высокое содержание в них воды и железа, что объясняется их глубоким метамиктным распадом.

Титанит - CaTiSiO₅ - широко распространенный и типичный для щелочных гранитов аксессуарный минерал /13, 14, 19/. Особенно высокое среднее содержание титанита свойственно лепидомелан-феррогастингситовым

Таблица 37

Химический состав (мас.%), показатели светопреломления и плотность (г/см³) горитов и хаттонитов (обр.9/83)

Компоненты	Из минерализованных гранитов		Из силекситов		Из пегматитов	
	128/70	205/77	9/83a	9/83	103/63	199/76
SiO ₂	22.41	17.71	20.12	18.70	19.42	14.92
TiO ₂	0.68	0.40	0.02	0.05	0.11	1.15
Al ₂ O ₃	3.66	0.48	0.14	0.14	2.48	2.77
Fe ₂ O ₃	6.79	12.06	2.13	0.83	1.88	9.10
FeO	0.34	-			0.47	
MnO	сл.	0.77	0.33	0.08	0.00	0.28
MgO	0.26	0.39	0.05	0.02	0.06	0.40
CaO	3.07	1.90	3.13	3.47	4.34	1.31
Na ₂ O	-	0.02	0.12	0.13	0.05	0.03
K ₂ O	-	0.02	0.03	0.03	0.02	0.03
H ₂ O ⁺	10.51	10.68	8.78	7.67	11.23	16.18
F'	-	0.92	0.45	0.45	-	0.76
ThO ₂	37.30	34.37	48.12	50.39	48.15	34.24
ΣTR ₂ O ₃	7.46	10.34	7.77	8.32	4.34	7.16
U ₃ O ₈	3.15	3.52	4.19	3.97	4.96	4.97
ZrO ₂	2.37	0.47	1.95	2.21	0.19	0.42
PbO	1.45	1.84	1.21	1.25	1.83	1.48
(Nb,Ta) ₂ O ₅	0.95	2.56	0.60	0.80	0.62	4.16
P ₂ O ₅	-	0.28	0.91	1.70	0.17	-
ZnO	-	0.69	-	-	-	-
Нерастворимый остаток	-	-	0.60	0.69	-	0.60
-O=2F'	-	0.38	0.19	0.19	-	0.19
Сумма	100.30	99.21	100.46	100.73	100.31	99.68
n	1.710	1.850	1.840	1.635	1.785	1.780
σ	Не опр.	4.85	4.80	4.60	4.15	4.85

ПРИМЕЧАНИЕ. Химический анализ мономинеральных концентратов и микропикнометрическое определение их плотности выполнено Е.А.Кульчицкой, Л.Ф.Ганнибал, Н.А.Елиной.

Таблица 38

Состав группы редкоземельных элементов и иттрия в торитах и хаттоните

$$(\sum RE_2O_3 + Y_2O_3 = 100\%)$$

Образец	La ₂ O ₃	CeO ₂	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Eu ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	Tb ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Ho ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Tm ₂ O ₃	Yb ₂ O	Lu ₂ O ₃	Y ₂ O ₃
128/70	3.5	13.8	2.3	5.3	4.0	4.3		12.7	5.9	2.9	11.9	3.5	10.0	2.0	17.7
205/77a	3.6	10.6	1.8	4.1	2.6	2.8		3.6	5.0	2.0	6.4	1.8	5.0	1.4	49.4
9/83a	13.5	26.3	2.9	9.5	1.7	0.4	2.3	0.5	4.3	0.7	2.6	0.6	4.9	0.1	29.7
9/83	17.0	37.3	4.2	14.1	2.9	0.7	1.2	0.6	2.9	1.0	1.4	0.3	1.9	0.0	14.5
103/63	2.5	9.6	2.1	7.7	4.3	7.3		-	9.4	2.7	5.1	1.0	2.8	0.9	44.5

Аналитик В.А.Победоносцев.

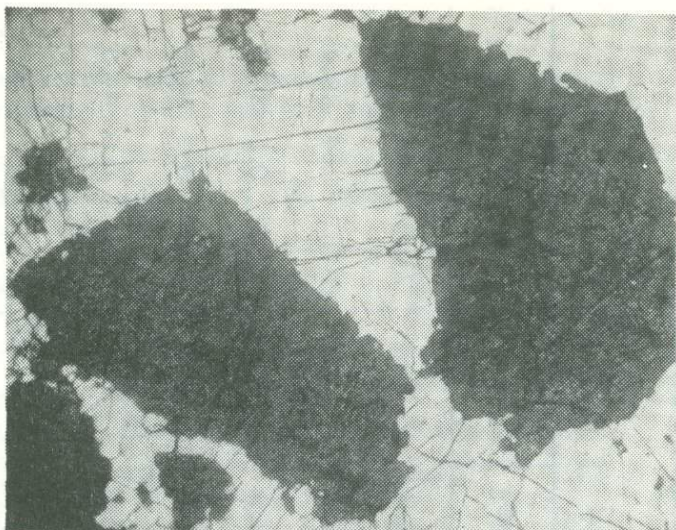


Рис.26. Выделения хаттонита (темный) в микроклине. Ув.20, без анализатора.

и энigmatит-арфведсонит-эгириновым разновидностям щелочных гранитов, а также всем породам дайкового комплекса. В то же время в некоторых контактных разновидностях, обогащенных ильменитом и монацитом, титанит практически отсутствует. Резко понижено его содержание в минерализованных гранитах, где он образует очень мелкие (менее 0.1 мм) зерна, просвечивающие густым коричневато-красным цветом. В обычных же гранитах титанит выделяется в виде овальных, иногда конвертообразных зерен коричневой окраски различных оттенков.

Лейкоксен и титанит в щелочных гранитах также обычно образуются за счет вторичного изменения других богатых титаном аксессуарных минералов - титаномагнетита, блонстрандина (рис.20). Состав титанита из внешних зон, окаймляющих кристаллы блонстрандина, определенный с помощью электронного микрозонда (аналитик Л.И.Полежаева), следующий (мас.%): SiO_2 - 28.37, TiO_2 - 32.42, CaO - 24.05, Fe_2O_3 - 4.56, Nb_2O_5 - 0.71, Ta_2O_5 - 0.35, Y_2O_3 - 4.14, U_3O_8 - 0.98, ThO_2 - 0.80, сумма - 96.38. Показатели светопреломления титанита из щелочных гранитов: $n_g = 2.01-2.06$, $n_p = 1.872-1.907$; в пегматитах они явно понижены: $n_g = 1.938$, $n_p = 1.837$.

Химические анализы титанита из щелочных гранитов (табл.39) свидетельствуют о том, что он является одним из главных концентраторов редкоземельных элементов, иттрия, ниобия, тантала и олова. Для титанитов характерны комплексный состав редкоземельных элементов и обогащенность их иттрием (табл.40), для которого аксессуарные титаниты являются не только минералами-концентраторами, но и носителями значительной его доли в щелочных гранитах /19/.

Гадолинит - $\text{Y}_2\text{FeBe}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}$ известен в минерализованных жильных гранитах и пегматитах. Его появление связано с развитием наложенных процессов альбитизации и окварцевания, а в неизмененных щелочных гранитах гадолинит встречается крайне редко. Он образует мелкие округлые и удлиненные ксеноморфные выделения, имеющие черный цвет (в тонких сколах - бутылочно-зеленый); блеск сильный стеклянный, излом раковистый, спайность отсутствует; $n = 1.770-1.764$, $\sigma = 3.94-4.23 \text{ г/см}^3$ /10/. С поверхности выделения гадолинита всегда заключены в рубашку продуктов изменения - смесь гидроокислов железа и редких земель. Химический состав гадолинитов из альбитизированных гранитов из коллекций А.П.Белолипецкого и Н.И.Плет-

Таблица 39

Химический состав (мас.%) и плотность (г/см³) титанитов

Компоненты	Из щелочных гранитов центральных зон плутонов		Из пегматитов		Из экзоконтактных метасоматитов	
	3	1087/57	1095/57	42/81	166/70	835/61
SiO ₂	30.28	30.66	29.08	30.54	28.61	29.37
TiO ₂	35.63	35.15	25.45	30.50	25.37	26.51
ZrO ₂	0.04	0.19	=	0.43	=	=
Al ₂ O ₃	0.90	1.10	5.83	1.80	6.29	6.56
Fe ₂ O ₃	1.89	2.18	3.63	4.24	2.96	1.97
FeO	0.55	0.49	1.13	0.83	1.21	2.09
MnO	0.11	0.09	0.39	0.16	0.39	0.56
MgO	0.07	0.10	0.22	0.05	0.30	0.24
CaO	25.73	24.85	22.36	23.44	23.20	23.51
Na ₂ O	0.63	0.86	0.29	0.42	0.19	=
K ₂ O	0.07	0.06	0.02	0.05	0.11	=
Nb ₂ O ₅	0.68	0.40	0.35	0.52	1.54	1.49
Ta ₂ O ₅		0.03	0.35	0.22		0.45
ΣTR ₂ O ₃	2.08	3.26	8.20	5.68	8.22	3.25
H ₂ O ⁺	0.68	0.55	1.15	0.50	0.49	0.85
H ₂ O ⁻	0.30	0.18	0.47		0.07	0.44
SnO	=	=	0.42	=	=	2.13
SrO	=	=	0.04	0.01	=	=
F [']	0.70	0.83	1.66	1.03	0.86	1.26
-O F ₂ [']	0.29	0.35	0.70	0.43	0.34	0.55
Сумма	100.05	100.63	100.34	99.89	99.47	100.16
Плотность	3.561	3.556	3.5994	=	=	3.66

Аналитики Е.А.Кульчицкая, А.В.Мокрецова, К.М.Бабкина.

невой следующий (мас.%): обр. 265/61 - SiO₂ - 23.55, TiO₂ - 1.37, Al₂O₃ - 3.40, Fe₂O₃ - 2.91, FeO - 9.70, MnO - 0.36, MgO - 0.29, CaO - 2.52, H₂O⁺ - 2.77, H₂O⁻ - 0.14, ThO₂ - 0.54, U₃O₈ - 0.09, BeO - 8.43, ΣTR₂O₃ - 43.37, Nb₂O₅ - 0.48, Ta₂O₅ - 0.04, сумма-100.12; обр. 153/63 - SiO₂ - 24.81, TiO₂ - 0.22, Al₂O₃ - 2.00, Fe₂O₃ - 1.27, FeO - 9.79, MnO - 0.29, MgO - 0.25, CaO - 2.64, H₂O⁺ - 0.71, ThO₂ - 0.36, U₃O₈ - 0.07, BeO - 9.13, ΣTR₂O₃ - 48.34, PbO - 0.12, сумма - 100.09 (аналитик Е.А.Кульчицкая). Содержание легких лантаноидов в гадолинитах не превышает 8-10%, что определяет их преимущественно иттриевый состав.

Таблица 40

Содержание (мас.%) и состав редкоземельных элементов и иттрия
($\Sigma TR_2O_3 + Y_2O_3 = 100\%$) в титанитах

Порода	Проба	$TR_2O_3 + Y_2O_3$	La_2O_3	Ce_2O_3	Pr_2O_3	Nd_2O_3	Sm_2O_3	(Eu, Gd) $_2O_3$	Tb_2O_3	Dy_2O_3	Ho_2O_3	Er_2O_3	Tm_2O_3	Yb_2O_3	Lu_2O_3	Y_2O_3
Эгирин-арфведсонитовые граниты	108/66	3.26	4.5	12.7	4.5	16.9	5.7	7.8	2.5	4.9	3.2	4.4	3.6	4.2	-	25.1
	114/66	3.22	4.7	17.5	2.8	17.6	6.0	6.5	2.2	5.6	1.4	5.3	0.4	2.5	0.1	27.4
	6/57	3.06	4.5	20.3	3.2	19.9	5.2	5.9	2.5	5.1	1.1	2.9	0.4	1.5	0.2	27.3
	60/63	3.07	9.0	18.1	3.0	14.7	4.6	4.8	1.6	8.0	1.1	3.2	0.6	2.0	0.3	30.0
	2/57	3.24	3.9	18.5	3.1	17.4	5.2	5.6	2.2	4.9	1.4	3.6	1.3	2.0	0.2	30.7
	281/57	4.11	5.1	19.4	3.5	15.4	4.5	5.4	2.2	4.7	1.5	3.1	0.6	2.2	0.7	31.4
	283/57	6.43	4.0	9.9	2.3	13.7	5.9	7.7	1.2	8.8	0.9	5.0	0.8	2.6	0.2	37.0
Эндо-контактные (боковые) граниты	34/57	5.16	4.6	18.3	3.1	15.4	4.6	5.2	1.8	5.0	1.0	3.0	0.5	2.0	0.1	35.4
	45/62	4.74	3.3	17.3	3.4	15.1	4.5	5.4	1.6	6.4	1.3	3.4	0.9	2.9	0.9	33.6
Пегматиты	1094/57	8.94	1.0	3.4	1.1	3.0	1.8	2.9	1.4	5.8	1.5	6.1	1.8	6.6	0.7	63.0

Аналитик Л.В.Мальшева.

Магнетит - Fe_3O_4 - главный рудный минерал эндоконтактных гранитов, силекситов и пегматитов зон эндоконтакта, где содержание его может достигать в отдельных участках 20-30%, тогда как в типичных эгирин-арфведсонитовых гранитах центральной фации присутствует в аксессуарных количествах. Он выделяется совместно с другими аксессуарными минералами, образуя кучные скопления хорошо образованных кристаллов или мелкую вкрапленность в темноцветных минералах. Химический состав магнетита из силексита (обр. 5665, аналитик Л.В.Мальшева) следующий (мас.%): SiO_2 - 0.80, TiO_2 - 1.35, Al_2O_3 - 0.14, Fe_2O_3 - 73.53, FeO - 22.47, MnO - 0.60, MgO - 0.02, CaO - 0.02, ZnO - 0.64.

Магнетит образуется также за счет разложения темноцветных минералов в зонах альбитизации и окварцевания щелочных гранитов. Состав этого магнетита (обр. 225/78, аналитик Ю.Н.Новикова) отличается от вышеописанного пониженным содержанием примесей титана, цинка и марганца (мас.%): SiO_2 - 1.40, TiO_2 - 0.37, Al_2O_3 - 0.29, Fe_2O_3 - 69.82, FeO - 28.23, MnO - 0.08, MgO - 0.03, CaO - 0.15, ZnO - 0.07.

Ильменит - $(Fe, Mg, Mn)TiO_3$ является одним из сквозных аксессуарных минералов в эгирин-арфведсонитовых гранитах. Его содержание заметно падает в эндоконтактных зонах, богатых магнетитом, но он может иногда накапливаться на поздних стадиях минералообразования - в силекситах, кварцевых жилах и пегматитах. Образует идиоморфные выделения в форме таблитчатых кристаллов с закругленными ребрами. Поверхность кристаллов гладкая с сильным металлоидным блеском. Иногда наблюдается замещение ильменита с краев и по трещинкам бесцветным или бледно-желтым лейкоксеном. Результаты химического анализа мономинеральных концентратов ильменита приведены в табл. 41. Для всех ильменитов характерно повышенное содержание MnO , достигающее 12-15% в манган-ильмените из силексита. В этом ильмените установлено также высокое содержание цинка - 1.79-5.33 мас.%. В ильмените из альбитизированного минерализованного гранита отмечена повышенная примесь ниобия, что может быть связано с микровключениями пироксидов.

Касситерит - SnO_2 установлен в измененных альбитизированных и окварцованных минерализованных разновидностях гранитов и в амазонитовых пегматитах /36, 45/. В минерализованных гранитах он выделяется в форме мельчайших (до 1.0-0.15 мм) округлых зерен бурого и красновато-коричневого цвета; рентгенометрические параметры решетки: $a_0 = 4.739 \pm 0.001 (\text{\AA})$, $c_0 = 3.186 \pm 0.002 (\text{\AA})$. Анализ химического состава касситеритов выполнен из микроаналитов Ю.Н.Новиковой. Обр. № 2-1/79: SiO_2 - 1.94, TiO_2 - 0.28, Al_2O_3 - 0.30, Fe_2O_3 - 0.18, MnO - 0.00, CaO - 0.04, Nb_2O_5 - 0.069, Ta_2O_5 - 0.027, SnO_2 - 96.55; обр. № 222/78: SiO_2 - 3.0, TiO_2 - 0.50, Al_2O_3 - 0.44, Fe_2O_3 - 0.87, MnO - 0.00, CaO - 0.06, Nb_2O_5 - 0.13, Ta_2O_5 - 0.042, SnO_2 - 91.10 мас.%.

Флюорит - CaF_2 является распространенным и характерным аксессуарным минералом щелочных гранитов региона, но содержание его не превышает обычно 0.1 мас.%. В приконтактных зонах интрузий распределение флюорита резко неравномерное, в эндоконтактных минерализованных магнетит-эгириновых гранитах содержание флюорита в среднем близко к содержанию в гранитах центральной фации, но в силекситах и особенно в пегматитах местами отмечаются гнездовые скопления с содержанием флюорита до нескольких процентов; локальные концентрации флюорита фиксируются в некоторых случаях в породах экзоконтактов - в гнейсах лебяжинской свиты и метасоматитах по метагаббро-анортозитам. В гранитах преобладает бесцветный или слабо окрашенный в фиолетовый цвет флюорит, обычно образующий округлые каплевидные включения в пороодообразующих минералах, реже выделяющийся также в форме ксеноморфных и амебообразных зерен, резорбирующих другие минералы. В пегматитах иттрофлюорит окрашен в светло-желтый цвет.

Флюориты из субщелочных гранитов Канозерского массива содержат незначительную примесь РЗЭ (0.04 мас.%), среди которых, судя по результатам хроматографического анализа (аналитик Н.А.Елина), преобладают легкие лан-

Химический состав ильменита, мас.%

Компоненты	Из щелочных гранитов центральных зон плутонов			Из минерализованного гранита	Из силекситов		Из пегматита	
	1/57	51/62	180/70		205/77	144/83		87/76
SiO ₂	-	1,23	3,92	-	1,08	-	-	2,49
TiO ₂	47,32	52,84	51,03	54,45	49,81	53,55	53,74	50,27
Al ₂ O ₃	0,32	0,36	0,99	-	-	-	-	сл.
Fe ₂ O ₃	3,72	11,30	18,80	37,12	11,58	26,11	31,64	8,51
FeO	39,87	28,27	17,35	-	32,48	-	-	32,21
MnO	2,39	5,39	6,70	5,34	3,60	15,15	12,40	4,14
MgO	0,08	0,29	1,04	-	0,00	-	-	сл.
CaO	0,41	0,53	-	-	0,04	-	-	сл.
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,05
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,06
H ₂ O ⁻	-	-	-	-	-	-	-	сл.
H ₂ O ⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,70
ZnO	-	-	-	-	-	5,33	1,79	0,66
Nb ₂ O ₅	0,31	0,225	0,43	1,73	0,80	-	-	0,43
Ta ₂ O ₅	-	0,01	0,03	-	0,08	-	-	0,052
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	0,07
TR ₂ O ₃ +Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	0,41
Нерастворимый остаток	5,17	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	100,10	100,44	100,29	98,64	99,42	100,14	99,57	100,05

Аналитики: Е.А.Кульчицкая, А.В.Мокрецова, Л.И.Полежаева, К.М.Бабкина.

таноиды: La_2O_5 - 10.9, CeO_2 - 27.2, Pr_2O_3 - 2.8, Nd_2O_3 - 14.3, Sm_2O_3 - 2.8, $(\text{Eu}, \text{Gd})_2\text{O}_3$ - 3.7, $(\text{Y}, \text{Tb})_2\text{O}_3$ - 31.2, Dy_2O_3 - 3.0, Ho_2O_3 - 1.5, Er_2O_3 - 1.4, Tm_2O_3 - 0.0, Yb_2O_3 - 1.2, Lu_2O_3 - 0.0 (% от ΣTR). Микрохимический и микрозондовый анализ образца фиолетового флюорита из силексита (обр.9/83), выполненный Л.Ф.Ганнибал и Я.А.Пахомовским, дал следующие результаты (мас.%): CaO - 69.10, MgO - 0.04, $\Sigma\text{TR}_2\text{O}_3 = 1.25$, F - 48.85, CO_2 - 0.08, SrO - 0.24, нерастворимый остаток - 1.49, $-\text{O} = 2\text{F} - 20.57$, сумма - 100.48. В группе P3Э: La_2O_3 - 2.7, CeO_2 - 3.7, Pr_2O_3 - 3.2, Nd_2O_3 - 4.5, Sm_2O_3 - 4.7, Eu_2O_3 - 1.7, Gd_2O_3 - 4.2, Tb_2O_3 - 2.5, Dy_2O_3 - 7.5, Ho_2O_3 - 2.5, Er_2O_3 - 4.4, Tm_2O_3 - 2.0, Yb_2O_3 - 6.9, Lu_2O_3 - 0.8, Y_2O_3 - 49.2 (% от ΣTR). В флюорите из силексита отчетливо видно более высокое общее содержание P3Э, по сравнению с флюоритом из гранитов, с одновременным сдвигом состава P3Э в сторону иттрия и тяжелых лантаноидов.

Гранат-альмандин - $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ встречается в щелочных гранитах в участках контаминации их вмещающими гранатсодержащими породами; широко развит в экзоконтактных слюдяных силекситах и метасоматитах по основным породам, где образует крупные пойкилобласты с включениями зерен кварца, циркона и других аксессуарных минералов. В дополнение к опубликованным ранее характеристикам альмандинов из гранитов Кольского полуострова /14/ приведем новые данные по гранату из силекситов: показатель светопреломления $n = 1.827$, плотность - 4.22 г/см^3 , результаты химического анализа (аналитик Е.П.Федотова, мас.%): SiO_2 - 37.02, TiO_2 - 0.12, Al_2O_3 - 19.79, Fe_2O_3 - 6.32, FeO - 29.95, MnO - 2.36, MgO - 0.25, CaO - 2.76, TR_2O_3 - 0.89. Следует отметить существенную разницу в составе группы гранатов в щелочных гранитах и силекситах, с одной стороны, и в амазонитовых пегматитах, развитых на тех же участках, с другой. В первой группе пород развит альмандин, а в пегматитах преобладают спессартины, обогащенные иттрием /12/.

Шпинель-гранит ZnAl_2O_4 , как и гранат, встречается в контаминированных щелочных гранитах и в слюдяных силекситах, где образует в приконтактной зоне мелкую вкрапленность ксеноморфных зональных зерен голубовато-зеленого цвета. Принадлежность шпинели к граниту установлена по данным микрозондового анализа (мас.%): ZnO - 33.39, Al_2O_3 - 56.84, FeO - 9.19 (аналитик Я.А.Пахомовский).

В щелочных гранитах Кольского полуострова известны и многие другие аксессуарные минералы (астрофиллит, апатит, торианит, черчит, тенгерит, молибденит и другие сульфиды), которые не играют существенной роли в балансе редких металлов и P3Э минерализованных гранитов и силекситов, и поэтому описание их, выполненное ранее /14/, здесь не приводится.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОЙ ИНТРУЗИВНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Для решения вопросов, связанных с флюидным режимом щелочно-гранитной рудномагматической системы, были привлечены методики термобарогеохимического исследования включений минералообразующих сред в кварце как наиболее информативном и сквозном для щелочногранитной системы минерале. По главным породным группам фазовое строение включений в кварце изучалось под микроскопом при стандартных условиях и в термокамерах при нагревании, оценивалась газовая составляющая флюида методом валового

хроматографического анализа и определялся общий химический состав жидкой фазы методом водных вытяжек. Термометрическое изучение включений выполнено на аппаратном комплексе лаборатории магматизма ГИ КФАН СССР: в криотермокамере системы В.А.Кормушина /43/, установленной на микроскоп "Ампливаль-био" и сопряженной для съема информации с комбинированным цифровым вольтметром Щ-300; управление нагревом образца с оптимальной скоростью ($7-10^{\circ}$ в минуту) велось с помощью автотрансформатора ЛАТР-2, масляного автотрансформатора РНО-250-10 и понижающего трансформатора. Для анализа газов применялась разработанная в лаборатории газов и битумов ГИ КФАН СССР под руководством С.В.Икорского методика анализа малых навесок с использованием микромельчающего устройства, выполненного в виде приставки к газовому хроматографу ХРОМ-102. В извлекаемых газах определялись CO_2 , CH_4 и тяжелые углеводородные газы, C_2-C_5 (УВГ) (аналитик А.С.Степанова). Минимально определяемые концентрации по этой методике: $\text{CO}_2 - 0.021$, $\text{CH}_4 - 0.00016$, УВГ - $0.00009 \text{ см}^3/\text{кг}$.

За основу методики водных вытяжек из кварца взят метод тройной водной вытяжки, предложенный Д.Н.Хитаровым и Т.М.Сушевой /60/. Вскрытие включений производилось растиранием 6 г навески кварца. Анализ водных вытяжек выполнен Н.А.Елиной, О.Г.Лехановой и О.Г.Шерстениковой. В водных вытяжках определялись Ca^{+2} и Mg^{+2} - атомно-абсорбционным методом, Na^{+} и K^{+} - атомно-эмиссионной спектрофотометрией, F^{-} , Cl^{-} и HCO_3^{-} - прямым потенциометрическим методом с использованием хлоридного, фторидного и карбонатного ионселективных электродов. Средний уровень погрешности анализа водных вытяжек оценен 37%. Определение воды производилось Н.А.Елиной частично по методу Бруш-Пенфильда из навесок 0,5-3 г, частично кулонометрическим методом /56/.

Включения минералообразующих флюидов в кварцах из щелочных гранитов, пегматитов и гидротермалитов Западных Кейв представлены дегазированными высококонцентрированными рассолами и водно-солевыми расплавами (рис.27-30, табл.42). Валовое содержание H_2O в кварце колеблется от 0,02 до

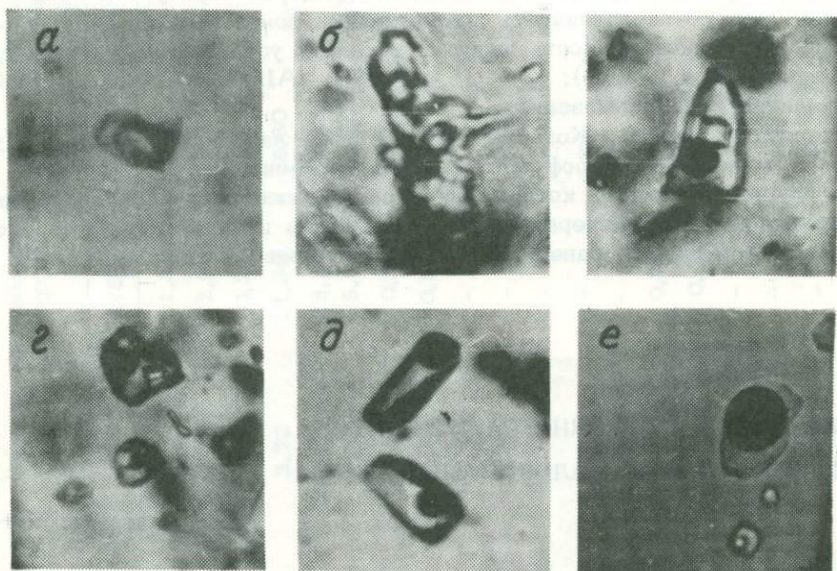


Рис.27. Включения минералообразующей среды в кварцах из пород западно-кейвского комплекса. Ув.630.

а - существенно газовые; б - кристаллофлюидные; в,г - концентрированных водных растворов; д - водных растворов; е - углекисловодные.

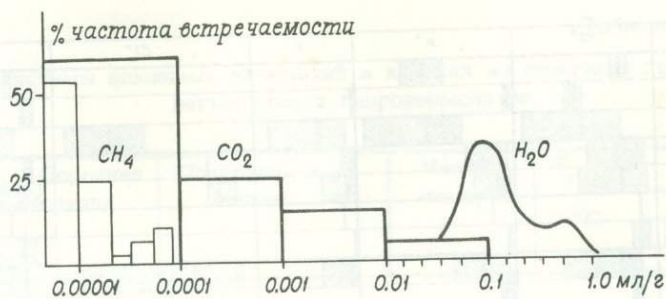


Рис.28. Распределение H₂O, CO₂ и CH₄ в кварцах.

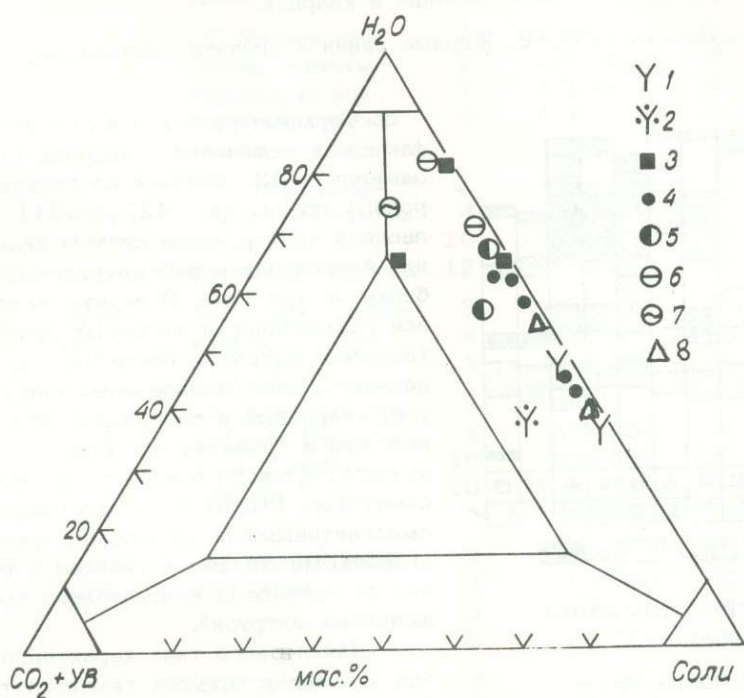


Рис.29. Компонентный состав флюидных включений в кварцах.

Щелочные граниты: 1 - неминерализованные, 2 - с повышенной концентрацией рудных минералов, 3 - амазонитовые пегматиты; кварцевые жилы: 4 - внутри гранитных плутонов, 5 - в гнейсах-метасоматитах внутренней зоны экзоконтактного ореола, 6 - в гнейсах лебяжинской серии, 7 - в кристаллосланцах кейвской серии; 8 - минерализованные силекситы.

1.1 мл на 1 г минерала, при этом более 50% образцов укладывается в узкий интервал 0.05-0.25 мл/г. Содержание CO₂ в кварце в 60% проанализированных образцов (из 200 определений) ниже порога обнаружения ($2 \cdot 10^{-4}$ мл/г), в 30% образцов содержание CO₂ не превышает 0.003 мл/г и лишь в трех пробах оно достигло 0.01-0.03 мл/г (амазонитовый пегматит участка "Восточный", кварцевые жилы в сланцах), но даже в этих аномально обогащенных CO₂ кварцах объемная доля его во флюидной фазе не превышает 1.5%. Низкая газонасыщенность флюидов, генерируемых щелочно-гранитными интрузиями, является типоморфической особенностью кислых магм агпайтовой серии /24/.

Породные группы	Число ан.	Состав включений (моль/кг H ₂ O)																										
		H ₂ O			Na ⁺			K ⁺			F ⁻			Cl ⁻			HCO ₃ ⁻											
		0.4	0.8	1.0	1	4	7	10	13	1	2	3	4	5	0.1	0.3	0.5	1	6	11	16	21	26	31	0.1	1.0	10	100
Щелочные граниты	1а	2																										
	1б	5																										
	1в	3																										
Пегматиты	2а	2																										
	2б	6																										
Силекситы	3а	1																										
	3б	3																										
Кварцевые жилы	4а	8																										
	4б	2																										
	4в	1																										
Гнейсы	5а	5																										

Рис.30. Вариации состава включений в кварцах.

Индексы групп см. табл.42. Жирные линии - среднее содержание.

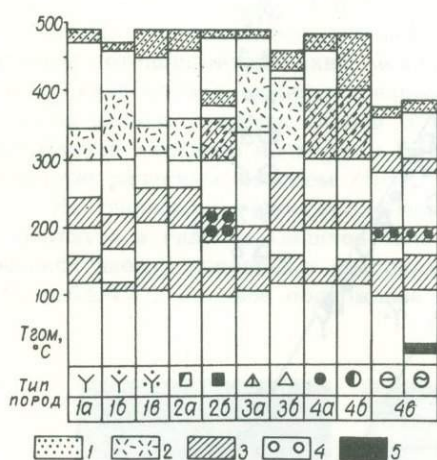


Рис.31. Структура систем включений в кварцах.

Индексы породных групп см. табл.42. Включения: 1 - газовые, 2 - водно-солевые, 3 - водные, 4 - углекисло-водные, 5 - углекислые.

могенизируются в газ при температуре 400-490° (П тип по Н.П.Ермакову /34/, однозначно свидетельствующий о проявлении пневматолитовой стадии в кристаллизационной истории кварца). Вторая серия включений гомогенизируется в жидкость при температуре 300-400° (1 тип гомогенизации по /34/) и представлена трехфазными включениями, содержащими до 60% кристаллов галита. По этой серии включений методом А.В.Пизнюра /52/ приближенно оценивается уровень флюидного давления на переходе от пневматолитовой к гидротермальной стадии кристаллизации. В минерализованных силекситах $P_{фл}$ определяется (2-2.5) · 10⁸Па. В минерализованных щелочных гранитах апикальной фации участка "Западный" в сингенетичных индивидуальных включениях отмечены значительные колебания температуры полного растворения кристаллов галита от 294 до 400°, что соответствует концентрации NaCl в рассолах 35-46%. Оценки $P_{фл}$ по включениям варьируют от 1.5 до 2.25 · 10⁸Па, что

Термометрическое изучение флюидных включений в кварцах (300 замеров в 43 образцах из главных породных групп, табл.42, рис.31) позволило по структуре систем включений подразделить рассматриваемую выборку на три типа. В первую входят все разновидности щелочных гранитов (включая шлировые пегматоидные выделения), минерализованных силекситов, кварцевых и полевошпат-кварцевых жил в гранитах и в ближней зоне экзоконтактового ореола гнейсов-метасоматитов; второй тип представлен амазонитовыми пегматитами; третий - кварцевыми жилами в гнейсах и сланцах за пределами контактового ореола щелочных интрузий.

Для первого типа характерно наличие в кварцах четырех температурных серий флюидных включений. Наиболее высокотемпературная серия представлена относительно редкими (частота встречаемости 3-15%) газовыми (80-90% газа) и газоводными (более 50% газа) включениями, которые го-

Таблица 42

Системы флюидных включений в кварцах из щелочных гранитов, пегматитов и гидротермалитов

Индекс породной группы	Породная группа	Подгруппа и ее индекс	Число замеров	T _{гом} , °C	Тип гомогенизации	Тип включений			
1	Щелочные граниты	1а. Неминерализованные граниты из центральных и корневых зон плутонов	6	470-490	Г	ГВ, Г			
			8	300-340	Ж	ВС			
			10	200-240	Ж	В			
			11	120-160	Ж	В			
		1б. Минерализованные граниты апикальных зон плутонов, секущих гнейсы	1	460	Г	ГВ			
			8	300-400	Ж	ВС			
			3	170-220	Ж	В			
			4	110-120	Ж	В			
		1в. Минерализованные граниты из малых тел, секущих метагабброиды	2	450-490	Г	ГВ, Г			
			4	310-350	Ж	ВС			
			10	210-260	Ж	В			
			12	110-150	Ж	В			
2	Пегматиты	2а. Альбит-микрoклиновые шпирь в гранитах	3	460-490	Г	ГВ, Г			
			8	300-360	Ж	ВС			
			3	200-260	Ж	В			
		2б. Альбит-амазонитовые (секущие тела в гнейсах и гранитах)	3	480	Г	ГВ			
			4	380-400	Ж	ГВ			
			10	300-360	Ж	В, ВС			
			10	180-230	Ж	УВ			
3	100-140	Ж	В						
3	Силекситы	3а. Эндоконтактовая фация	1	480	Г	ГВ			
			4	340-440	Ж	ВС			
			5	180-205	Ж	В			
			6	110-140	Ж	В			
		3б. Экзоконтактовая фация	3	430-400	Г	ГВ			
			13	310-420	Ж	ВС			
			8	200-280	Ж	В			
			10	120-160	Ж	В			
			4	Кварцевые и полевошпатовые кварцевые неминерализованные жилы	4а. Локализованные в щелочных гранитах	5	460-480	Г	ГВ, Г
						9	300-400	Ж	В, ВС
14	200-240	Ж				В			
16	120-140	Ж				В			
4б. Секущие гнейсы - метасоматиты экзоконтактной зоны плутонов	6	400-480			Г	ГВ			
	12	300-400			Ж	В, ВС			
4в. Локализованные в неизмененных гнейсах и сланцах	15	200-230	Ж	В					
	16	120-160	Ж	В					
	4	360-380	Г	ГВ					
	11	280-310	Ж	В					
	12	180-200	Ж	В, УВ					
15	100-160	Ж	У						
2	20-30								

ПРИМЕЧАНИЕ. Принятые сокращения типов гомогенизации: Г - в газ, Ж - в жидкость; типы включений: Г - газовые, ГВ - газодонные, В - водных растворов, ВС - водно-солевые с кристаллами галита, УВ - углекислотные, У - углекислые.

можно рассматривать как свидетельство существенного снижения флюидного давления в экзоконтакте плутона при остывании до верхней температурной границы гидротермальной стадии.

Средне- и низкотемпературная серии газоводных включений, гомогенизирующихся в жидкость по типу 1 при температуре 200-260 и 100-160⁰, встречаются чаще (более 50% всех включений). Включения среднетемпературной серии распределяются в зернах кварца равномерно, температура их гомогенизации совпадает с температурой исчезновения газового пузырька во включениях с галитом, что позволяет считать их сингенетичными с включениями второй группы и рассматривать как ненасыщенные порции растворов ($\text{NaCl} > 26\%$), захваченные при том же $P_{\text{фл}}$, что и водно-солевые включения. При определении температуры консервации ненасыщенных включений следует вводить поправку на давление, составляющую по /52/ для $P_{\text{фл}} = 2 \cdot 10^8 \text{ Па}$ примерно $0,8 T_{\text{ГОМ}}$. С введением поправки интервал консервации включений третьей серии будет оцениваться в 380-440⁰, что совпадает с интервалом T консервации включений расплавов-рассолов. Четвертая серия низкотемпературных ($T_{\text{ГОМ}} = 100-160^0$) включений четко приурочена к трещинам в кварце и представлена вторичными включениями. Определить $P_{\text{фл}}$ для этих включений не удалось, вследствие чего установить истинную температуру соответствующей им стадии минералообразования невозможно. Не исключено, что это наложенные включения, образовавшиеся при более низком давлении (о чем косвенно свидетельствует незначительный объем газовой фазы в них) и отражающие метаморфогенные изменения во всех породах, произошедшие в эпоху позднекарьельской активизации региона.

Второй тип систем флюидных включений, присущий кварцам амазонитовых пегматитов, характеризуется наличием отчетливо дискретных по температуре гомогенизации серий включений, представленных менее плотными (и соответственно менее концентрированными), чем в гранитах и силекситах, водными и реже углекисло-водными включениями. Пневматолитовая стадия фиксируется серией газоводных включений, гомогенизирующихся в газ при 480⁰. Вторая серия газоводных включений (объем газового пузырька 70-50%) гомогенизируется в жидкость при 380-400⁰. Третья серия водных включений имеет $T_{\text{ГОМ}} = 300-400^0$. В аналогичных по $T_{\text{ГОМ}}$ включениях в системах первого типа преобладали трехфазные включения с кристаллами галита, во втором типе они отмечаются редко. Существенным отличием второго типа систем от первого является широкое развитие вторичных углекисло-водных включений, гомогенизирующихся в жидкость при 180-230⁰. Именно эта стадия "ответственная" за аномальное для рассматриваемого комплекса пород газосодержание, локально проявляющееся в крупнокристаллических зональных выделениях кварца (до 0,013 мл/г CO_2 в пегматитах участка "Восточный").

Типоморфным признаком систем включений третьего типа служит наличие в них газоводных включений, гомогенизирующихся в газ при 360-380⁰, что на 100⁰ ниже $T_{\text{ГОМ}}$ пневматолитовой серии включений в гранитах и пегматитах. Специфической особенностью кварца из жил в сланцах является присутствие немногочисленных (менее 10%) углекислых включений с $T_{\text{ГОМ}} = 20-30^0$.

Анализ валового состава газовой и солевой составляющих флюидных включений в кварцах (табл.43) выявил ряд типохимических особенностей щелочных гранитов и амазонитовых пегматитов. Как отмечалось выше, специфической чертой щелочных гранитов и пространственно ассоциированных с ними жильных образований (пегматитов, силекситов, кварцевых жил) является очень низкое содержание в кварце газов (CO_2 и УВГ), а также низкая степень окисленности газов (отношение CO_2/CH_4 варьирует от 0 до 40). Наибольшим газосодержанием характеризуются кварцы из минерализованных гранитов малых тел, залегающих среди метагабброидов (рис.30). В то же время в минерализованных куполах гранитов, локализованных в гнейсах, газосодержание в кварцах меньше $1 \cdot 10^{-4}$ мл/г. В амазонитовых пегматитах газонасыщенность кварца выше, чем в гранитах, но в 50-100 раз ниже, чем в сходных по геохимической специализации редкометалльных пегматитах и сопоставима лишь со "стерильными" керамическими пегматитами (рис.32). При ам-

Таблица 43

Состав жидкой фазы и газов включений (мол/кг H_2O), содержание H_2O (мл/г) и отношение $K/Na+K$ в кварцах из пород Западно-Кейвской магматогенно-гидротермальной системы

Породные группы	1а		1б				1в			2а		
	С	С	З	З	З	З	В	Ю	Ю	Ю	В	В
Участок												
№ обр.	6287	6288	7247	7249	7251	7265	2850/1	7016	7017	7028-А	7232	7178
Na^+	2,37	3,83	0,70	0,88	0,70	0,86	0,87	4,9	3,0	13,5	0,79	6,7
K^+	1,55	2,33	0,27	0,28	0,24	0,28	0,10	1,8	2,1	5,3	0,21	1,7
Ca^{+2}	0,26	0,12	0,03	0,05	0,05	0,14	0,06	2,0	1,3	4,0	0,03	0,3
Mg^{+2}	Не обн.	0,8	Не обн.	0,025	0,03	0,03	0,01	0,33	0,33	0,83	Не обн.	0,22
F^-	"	Не обн.	"	Не обн.	0,11	Не обн.	Не обн.	0,07	0,07	0,62	"	0,11
Cl^-	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	32,0	21,4	18,3	Не опр.	6,9
HCO_3^-	1,00	92,1	0,22	0,60	0,30	0,35	0,32	0,9	0,4	5,3	0,33	0,2
CO_2	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	1,80	0,11	Не обн.	Не обн.	1,09
CH_4	0,007	0,004	0,007	0,003	0,004	0,003	0,002	0,04	0,03	0,06	0,005	0,02
H_2O	0,11	0,25	0,25	0,50	0,42	0,46	0,62	0,06	0,06	0,02	0,27	0,10
$K/Na+K$	0,40	0,38	0,28	0,24	0,25	0,24	0,10	0,27	0,41	0,28	0,21	0,20

Продолжение табл.43

Породные группы	26				3а	36			4а			
	В	В	С	ЮВ	В	В	Ю3	Ю3	В	В	В	С
№ обр.	7229	2908	6282	7074	9/83	7234	2900-А	2847	7128	7233	7235	6287-А
Na ⁺	1.81	0,39	7,6	1,2	1,22	2,20	0,93	0,49	9,3	1,33	2,42	2,2
K ⁺	0.11	0.05	1,4	0,3	0,77	0,19		0,06	2,8	Не обн.	0,75	2,2
Ca ⁺²	0,42	0,02	2,0	0,2	0,06	Не обн.	0,29	Не обн.	1,7	0,11	Не обн.	1,3
Mg ⁺²	0,12	0,005	0,49	0,06	0,03	0,17	0,09	0,002	0,80	Не обн.	"	0,03
F ⁻	Не обн.	0,009	0,07	0,05	0,08	Не обн.	0,022	Не обн.	0,07	"	"	0,25
Не опр.	Не опр.	Не опр.	6,2	2,0	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	5,63	Не опр.	Не опр.	29,0
HCO ₃ ⁻	0,91	0,29	1,0	1,8	0,98	0,40	0,54	0,13	1,2	0,64	1,40	1,2
CO ₂	0,72	0,46	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,31	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,044
CH ₄	0,02	0,002	0,026	0,004	0,003	0,009	0,003	0,006	0,053	0,015	0,03	0,02
H ₂ O	0,18	0,92	0,06	0,50	0,64	0,15	0,37	1,09	0,06	0,15	0,05	0,11
K/Na+K	0,06	0,11	0,15	0,20	0,39	0,08	0,11	0,11	0,23	0	0,24	0,5

Породные группы	4а				4б		4в	5а	5б			
	С	Ю	Ю	Ю	В	ЮВ	ЮВ	С	З	З	З	З
№ обр.	6272	7019	9/196	2536/1	7230	7075	7076	6290	7254	7257	7260	7263
Na ⁺	1,3	3,8	3,1	4,3	2,22	1,6	4,8	1,36	1,98	3,09	3,08	5,24
K ⁺	0,5	0,7	1,0	1,2	0,19	0,5	1,3	0,03	0,11	0,03	0,11	0,06
Ca ²⁺	0,1	0,8	1,9	1,1	0,56	0,3	1,9	Не обн.	Не обн.	0,04	0,06	0,06
Mg ⁺²	Не обн.	0,07	0,33	Не обн.	Не обн.	0,06	0,05	0,02	"	Не обн.	Не обн.	Не обн.
F ⁻	0,04	0,02	Не обн.	0,05	"	0,01	0,05	0,12	"	"	"	"
Cl ⁻	12,5	1,53	16,1	5,8	Не опр.	3,9	4,3	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
HCO ₃ ⁻	0,6	0,2	2,8	0,7	0,54	0,3	0,5	0,49	0,70	1,12	1,01	8,21
CO ₂	Не обн.	0,016	0,105	0,430	Не обн.	0,006	1,24	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CH ₄	0,05	0,014	0,0105	0,056	0,003	0,0061	0,136	0,002	0,004	0,0008	0,074	0,006
H ₂ O	0,06	0,19	0,16	0,06	0,15	0,60	0,21	0,43	0,46	1,19	0,27	0,26
K/Na+K	0,27	0,15	0,24	0,23	0,08	0,24	0,21	0,02	0,05	1,01	0,03	0,01

ПРИМЕЧАНИЕ. Индексы породных групп 1-4 те же, что в табл.42, группа 5 - гнейсы лебяжинской серии, подвергшиеся контактовому преобразованию (5а) и неизменные (5б); индексы участков: С,З,В,Ю,ЮВ,ЮЗ - Северный, Западный, Восточный, Южный, Юго-Восточный и Юго-Западный соответственно.

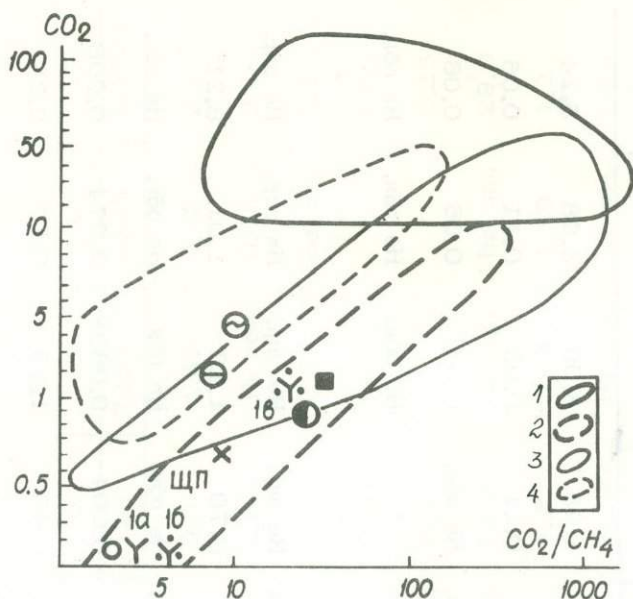


Рис.32. Соотношение валового содержания CO_2 и коэффициента окисленности (CO_2/CH_4) флюидных включений в кварцах из пород западно-кейвской интрузивно-гидротермальной системы и гранитных пегматитов Кольского полуострова.

Условные обозначения пород см. рис.29; контуры полей: 1 - редкометалльных пегматитов, 2 - амазонитовых пегматитов, 3 - мусковитовых пегматитов, 4 - керамических пегматитов.

плитуде вариаций газосодержания и окисленности газов в два порядка корреляции между этими параметрами и степенью минерализации пегматитовых тел не отмечено.

Судя по валовому составу водных вытяжек, флюидные включения представлены в главной массе щелочно-хлоридными рассолами. Соотношение мольных долей фтора и хлора колеблется от 1:30 до 1:300. Гидрокарбонатные соединения играют заметную роль, особенно в амазонитовых пегматитах и кварцевых жилах в гнейсах и сланцах, но и в них доля HCO_3^- в анионном комплексе не превышает 10-12 мол.%,

При резко селективном типе состава анионов катионный комплекс включений отличается большим разнообразием. По соотношению главных компонентов (Na^+ , K^+ , Ca^{+2} + Mg^{+2}) в анализируемой выборке выделяется четыре типа (рис.33). Кварц из щелочных гранитов содержит включения бинарного и комплексного типа $\text{P}_{\text{Al}}^{\text{n}}$ и Ш_{N} . Вариации катионного состава включений внутри щелочных гранитов хорошо увязываются с фаціальными обстановками становления интрузивов. Граниты из плутонов, локализованных в гнейсах, имеют включения типа P_{Al} , а в прорывающих метагаббро-анортозиты гранитах участка "Южный" Западно-Кейвского массива включения из-за обогащения основаниями относятся к типу Ш_{N} .

Между гранитами глубинных и апикальных фаций устанавливается отчетливое различие по индексу калиевости, убывающему к кровле плутонов от 0.4 до 0.2. Еще резче отражаются условия локализации на составе включений в кварце из минерализованных силекситов. Силекситы эндоконтактной фации (проба 9/83) по составу катионного комплекса сходны с глубинными гранитами подгруппы 1а, тогда как в силекситах ближней экзоконтактной зоны включения резко обогащаются натрием. В наиболее удаленном от интрузива теле рудных силекситов (проба 2900) отмечен переход к бинарным щелочно-основ-

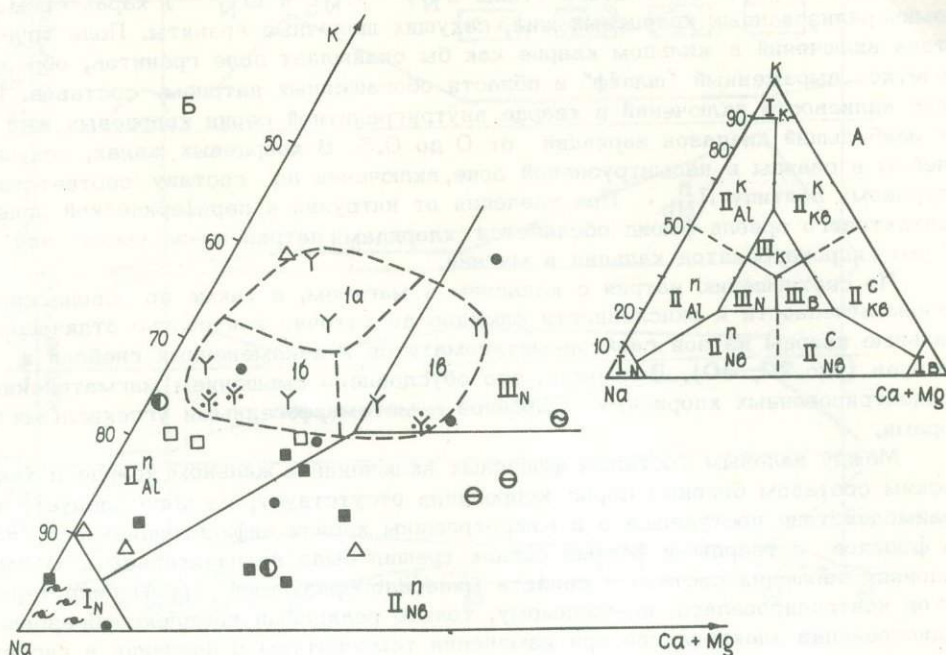


Рис.33. Состав флюидных включений в кварцах.

А - схема классификации: 1 - поля состава селективных типов (1_N - натровых, 1_K - калиевых, 1_B - основных), II - поля бинарных типов (II_{Al} - щелочной, II_{Kb} и II_{Nb} - калиево- и натриево-основной, n , k , c , m - подтипы по преобладающему катиону - натровый, калиевый, кальциевый, магниевый), III - поля состава комплексного типа; Б - распределение составов включений в кварцах из главных породных групп западно-кейвского интрузивно-гидротермального комплекса, индексы пород см. в табл.43, 44, условные обозначения см. рис.29. Волнистый штрих с точкой - кварц из гнейсов группы 5. Пунктиром оконтурены вариационные поля фациальных разновидностей щелочных гранитов (подгруппы 1a, 1б, 1в).

ным составам, свойственным неминерализованным кварцевым жилам периферических зон экзоконтактового ореола. Индекс калиевости включений в силекситах может служить своеобразным фациальным индикатором; он уменьшается от 0.4 в эндоконтактных силекситах до 0.1 в экзоконтактном поясе.

Кварц из альбит-микроклиновых пегматитов шпировой фации в апикальных зонах плутонов по составу включений в целом близок к кварцу гранитов подгруппы 1б, но тенденция к обеднению калием проявляется достаточно ясно. В амазонитовых пегматитах, по сравнению с другими группами пород, колебания состава включений максимальны и в сложнодифференцированных телах вариационное поле даже одной жилы может перекрыть поля остальных групп на диаграмме состава. С учетом недостаточной представительности проанализированной выборки кварцев из амазонитовых пегматитов можно сделать предварительный вывод, что преобладающая часть включений в кварцах из незональных и слабодифференцированных тел по составу катионов занимает промежуточное положение между полем щелочных гранитов и экзоконтактных силекситов и кварцевых жил. Точка среднего состава включений в кварце из амазонитовых пегматитов расположена в поле II_{Nb}^n , к которому принадлежит и большая часть неминерализованных кварцевых жил в гнейсах. Степень минерализации включений в пегматитовом кварце в целом почти вдвое ниже, чем в порообразующем кварце гранитов.

Широкие вариации состава (типы 1_N , $П_{Nб}$ и $Ш_N$) характерны и для неминерализованных кварцевых жил, секущих щелочные граниты. Поле точек состава включений в жильном кварце как бы окаймляет поле гранитов, образуя нечетко выраженный "шлейф" в области обогащенных натрием составов. Индекс калиевости включений в кварце внутривулканической серии кварцевых жил имеет наибольший диапазон вариаций от 0 до 0,5. В кварцевых жилах, секущих гнейсы и сланцы в надвентуриальной зоне, включения по составу соответствуют натровому подтипу $П_{Nб}$. При удалении от интрузии к периферической зоне контактового ореола флюид обедняется хлоридами натрия из-за увеличения в нем гидрокарбонатов кальция и магния.

По соотношению натрия с кальцием и магнием, а также по обводненности, газонасыщенности и окисленности флюидов достаточно контрастно отличаются жильные кварцы из зон гнейсов-метасоматитов и неизменных гнейсов и сланцев (рис. 29, 30). Возможно, это обусловлено смешением магматогенных концентрированных хлоридных флюидов с метаморфогенными углекислыми растворами.

Между валовым составом флюидных включений в жильном кварце и химическим составом боковых пород корреляция отсутствует, из чего следует, что взаимодействие поступавшего в макротрещины кровли инфильтрационного потока флюидов с твердыми фазами стенок трещин было незначительным. В таких условиях эволюция состава и свойств минералообразующей среды гидротермалитов контролировалась, по-видимому, только реакциями комплексообразования и диссоциации электролитов при изменении температуры и давления в системе. Низкая реактивность инфильтрационных потоков предопределяет автономность минеральной зональности в гидротермальной системе, дренировавшей гранитные интрузии.

При описании минералого-геохимических особенностей зон непосредственного контакта щелочногранитных тел с гнейсами уже обращалось внимание на отсутствие признаков существенного обмена рудными элементами и щелочами между интрузией и боковыми породами. К аналогичному выводу приводит и анализ вариаций состава флюидных включений в породообразующем кварце из гранитов и вмещающих гнейсов. На поперечном профиле через провес кровли на участке "Северный" Западно-Кейвского плутона (рис. 34) отчетливо видно, что фоновые уровни концентрации щелочей во включениях в гнейсах и гранитах резко различны и с приближением к контакту это различие почти не сглаживается. Обращает на себя внимание совпадение водосодержания и его низкие значения в кварцах контактирующих пород и в то же время локальное увеличение водосодержания в удаленных от контакта зонах, что подтверждает петрологическую модель термальной "просушки" экзоконтактового ореола щелочногранитных интрузий в условиях слабого проявления диффузионного выноса летучих из них в надвентуриальное пространство.

Рассматривая эпигенетический ряд щелочные граниты-пегматиты-силекситы-кварцевые жилы как рудогенерирующую систему интрузивно-гидротермального класса, на основе полученных материалов можно наметить ряд характерных особенностей флюидного режима этой системы. Формирование ее происходило в мезоабиссальных условиях ($P_{фл} = (2-2,5) \cdot 10^8 \text{ Па}$) при отсутствии резких перепадов флюидного давления между интрузиями и дренирующими их трещинными полостями в боковых породах. Инфильтрационный механизм дистилляции интрузий играл ведущую роль, диффузионные процессы массопереноса имели резко подчиненное значение. Отделение флюидов от магмы происходило при ее остывании и уменьшении объема расплава в результате кристаллизации, что способствовало накоплению во флюидизированном остаточном расплаве рудных элементов. Равновесные с щелочногранитным расплавом остаточные флюиды, представленные дегазированными водно-хлоридными расплавами-рассолами, обладали высокой растворяющей способностью по отношению к кремнезему и могли служить эффективными экстракторами для редких металлов и РЗЭ, что создавало благоприятные условия для формирования водно-хлоридно-кремнеземных гелей. Интрузивы и заполненные высокоплотным надкритическим флюидом сети трещин в их кровле представляли, вероятно, относительно статичную систему, прибли-

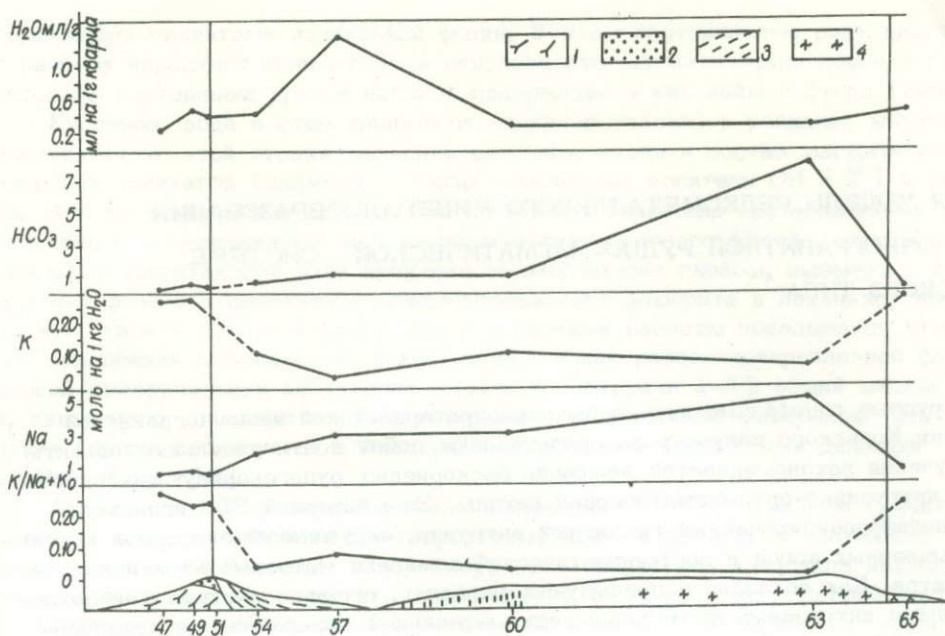


Рис.34. Вариации валового состава включений в кварце из щелочных гранитов и вмещающих пород Западно-Кейвского плутона (участок "Северный").

Щелочные граниты: 1 - неминерализованные, 2 - минерализованные; 3 - биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы; 4 - амфиболовые гнейсы-метасоматиты.

жающуюся по свойствам к системе сообщающихся резервуаров, в которых градиент концентраций рудных компонентов задавался термобарическим градиентом и коэффициентами распределения компонентов между расплавом и флюидом. Процессы минералообразования собственно пневматолитовой стадии во всех элементах рудогенерирующей системы имели подчиненное значение, основная масса постмагматических образований представлена гидротермалитами. В гидротермалитах, формирующихся внутри остывающего плутона и во внутренней зоне термального ореола (в зоне "просушки"), флюиды унаследуются от закристаллизовавшейся магмы и изменение их параметров при снижении температуры и давления контролируется только "внутренними" факторами - реакциями комплексообразования и диссоциации компонентов без существенного взаимодействия с боковыми породами; в гидротермалитах периферической зоны состав минералообразующей среды определяется взаимодействием магматогенных хлоридных рассолов с разбавленными водно-углекислыми растворами. В эволюционном ряду магматиты-гидротермалиты степень минерализации в целом снижается; более существенное влияние на степень минерализации оказывает пространственное положение породных групп: от главного плутона к периферии интрузивно-гидротермальной системы содержание солевых компонентов во флюидах неуклонно понижается.

ОБЩАЯ МОДЕЛЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КОЛЬСКОГО ТИПА

Крупные однофазные интрузивы раннепротерозойской щелочногранитной формации Кольского полуострова представляют собой почти идеальные объекты для изучения закономерностей эволюции бескорневых рудогенерирующих систем (РГС) интрузивно-ортомагматической группы. Элементарной РГС является зонально дифференцированный гранитный интрузив, окружающий его ореол контактоизмененных пород и постмагматический комплекс метасоматитов и гидротермалитов. Как показано в предыдущих разделах, ассоциированные с щелочногранитными интрузиями проявления редкометалльной минерализации локализованы преимущественно внутри интрузивных тел, где они образуют три взаимосвязанных типа рудоконцентрирующих зон: минерализованные эндоконтакты апикальной фации, шлировые пегматоидные обособления и силекситовые залежи. Подчиненную роль играют минерализованные инъекционные тела гранитов, пегматитов и силекситов, внедрившиеся в гнейсы-метасоматиты внутренней зоны экзоконтактного ореола, и диффузионные приконтактовые метасоматиты по метабазитам и метавулканитам. Щелочногранитные плутоны представляют собой систему сообщающихся магматических резервуаров (интрузив-дайковые апофизы-пегматит-силекситовые поля), вложенных в пассивную раму. Рудообразование в них происходит как бы в природных автоклавах, заполненных остывающей магмой, а преобразование боковых пород ограничивается в основном перекристаллизацией в результате теплового воздействия интрузии и очень слабого диффузионного потока наиболее подвижных газовых дистиллятов. Обширные поля дегидратированных "гнейсов-метасоматитов" в ближней высокотемпературной зоне термального ореола интрузий безрудны, и их можно исключить из числа структурных элементов обобщенной модели РГС.

Диапазон термодинамических параметров эволюции РГС кольских щелочногранитных комплексов определяется приблизительно по данным парагенетического анализа минеральных ассоциаций /3, 32/ и термобарогеохимических исследований. Судя по парагенезисам породообразующих минералов, вероятные значения $P_{\text{пл}}$ и T для конца магматической стадии кристаллизации ограничиваются интервалом $675-625^{\circ}\text{C}$ и $(1.5-3.7) \cdot 10^8 \text{Па}$ /32/. Начальная температура магматической стадии кристаллизации не превышала, вероятно, $770-800^{\circ}$ /3/. Пневматолитовая стадия эволюции РГС завершилась при остывании интрузий до $440-400^{\circ}$, гидротермальная стадия проявилась в интервале $400-180^{\circ}$ при вариациях $P_{\text{пл}} = (1.5-2.5) \cdot 10^8 \text{Па}$.

На магматической стадии отчетливо проявилась тенденция к фациальной кристаллизационной дифференциации интрузивных тел, тесно связанной с их морфологией и размерами. В этом отношении контрастно различаются по условиям и степени дифференциации два морфологических типа интрузий - дайки и пологие межформационные залежи. Дайковые тела фации подводящих каналов, как правило, незональные и сложены щелочными гранитами с фоновым уровнем аксессуарной редкометалльной минерализации. Лишь в участках "слепого" выклинивания даек возникают минерализованные разновидности гранитов, аналогичные породам апикальных фаций крупных пологозалегающих тел. В межформационных пластовых залежах вертикальная зональность ясно выражена в смене энигматит-арфведсонитовых гранитов приподощенной фации эгириин-арфведсонитовыми гранитами центральной (главной) фации и далее существенно

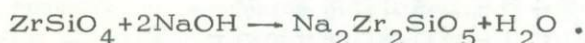
эгириновыми гранитами апикальной фации. В этом вертикальном ряду вверх по разрезу нарастает щелочность и окисленность магматических пород и сохраняется на постоянном уровне валовое содержание в них воды и фтора (табл.44)

Кислород, вода и фтор принимают активное участие в реакциях минералообразования на этой стадии эволюции системы, входя в состав магматической генерации силикатов (амфиболы, слюды – основные носители OH и F) и оксидов. Эти же компоненты служили, по-видимому, главными составляющими равновесного с кристаллизующимся расплавом газообразного флюида, который в ближней экзоконтактной зоне проникал во вмещающие гнейсы, вызывая подъем в них фоновое содержание новообразованного флюорита и локальное выделение окисной минерализации. Ориентировочные расчеты показывают, что для образования наблюдаемой в контактных зонах рассеяннокрапленной флюоритовой минерализации достаточно выноса из интрузии 1–2% общей массы фтора, связанного в магмотогенной генерации темноцветных минералов. Эта оценка хорошо согласуется с экспериментальными и расчетными данными И.Д.Рябчикова /54/.

Анализ состава флюидной фазы, образовавшейся в остывающем гранитном плутоне к началу пневматолито–гидротермальной стадии кристаллизации, выявил резкое преобладание в ней хлоридов и отсутствие признаков накопления фтора во флюидных дистиллятах, отделяющихся от кристаллизующегося расплава на заключительных фазах ортомагматической стадии. В этом состоит одна из специфических особенностей щелочногранитных рудно–магматических систем кольского типа, отличающих их от РГС сибирского типа, где фтор играет ведущую роль на пневматолито–гидротермальной стадии минералогенеза. Процессы взаимодействия и дифференциации силикатной и флюидной составляющей магмы в кольских гранитах в максимальной степени приближаются к упрощенным модельным системам гранит–H₂O–NaCl, хорошо исследованным /54/. Характерная черта таких систем – отделение от расплава при P > 1.43·10⁸Па гомогенного водно–солевого флюида, концентрация NaCl в котором в близосолидусной области чрезвычайно чувствительна к изменению температуры. Вторая важная особенность хлоридных систем – существенная зависимость от давления рН флюида и отношения в нем (NaCl+KCl)/HCl = K_щ. При давлении около 2·10⁸ Па в составе флюида преобладают хлориды щелочей (K_щ ≈ 20–100), а при снижении давления до 1·10⁸Па K_щ снижается до 4–50 /54/.

И.Д.Рябчиков /54/ отмечает, что хлориды играют ведущую роль в экстрагировании и переносе рудных компонентов магмотогенным флюидом. Если учесть, что концентрированное отложение переносимых флюидом металлов обычно связано с резкими изменениями кислотности–щелочности или кислородного потенциала среды минералообразования /44/, а эти параметры во многом обусловлены характером диссоциации хлоридов, то становится очевидным, что именно эволюция состава водно–хлоридного флюида, сосуществующего с кристаллизующимся гранитом, и его перераспределение в интрузивной камере служат ведущими факторами рудогенеза в щелочногранитных РГС кольского типа.

В качестве иллюстрации можно привести один из возможных и экспериментально изученных /61/ механизмов переноса и концентрации циркония в щелочногранитных РГС, продуцирующих цирконовую минерализацию. На раннемагматической стадии в присутствии бесхлоридного щелочного флюида устойчивость выделяющегося из расплава циркона определяется реакцией:



Легкорастворимый цирконосиликат натрия может выноситься восходящим флюидным потоком из тыловых высокотемпературных зон плутона к его кровле, где в условиях более низких давления и температуры флюид обогащается хлоридами и происходит как бы "регенерация" циркона:

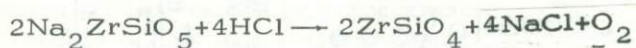


Таблица 44

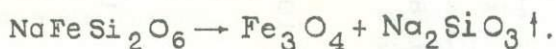
Химический состав щелочных гранитов и минерализованных пород эндоконтактов, мас.%

Компоненты	Типичные щелочные граниты		Эндоконтактные граниты		Минерализованные граниты		Силекситы		Пегматиты зон контакта	
	пределы колебания	\bar{x} (69)	пределы колебания	\bar{x} (7)	пределы колебания	\bar{x} (10)	пределы колебания	\bar{x} (6)	пределы колебания	\bar{x} (2)
SiO ₂	71.76-74.12	73.50	70.55-74.44	72.73	70.73-75.20	73.85	54.75-78.16	68.13	72.46-75.28	73.87
TiO ₂	0.28-0.44	0.35	0.12-0.49	0.31	0.33-0.66	0.44	1.04-2.38	1.77	0.20-0.32	0.26
Al ₂ O ₃	11.48-12.19	11.63	7.77-10.03	8.92	4.74-10.23	7.20	1.88-6.39	3.16	10.0-10.27	10.13
Fe ₂ O ₃	1.79-1.91	1.84	2.90-6.55	4.67	2.81-6.37	4.89	2.89-17.89	8.28	2.36-4.66	3.51
FeO	1.88-3.17	2.31	1.44-4.41	2.60	1.96-11.22	4.66	4.46-11.18	7.45	3.01-3.37	3.19
MnO	0.06-0.08	0.07	0.05-0.10	0.07	0.07-0.18	0.11	0.052-0.74	0.22	0.05-0.05	0.05
MgO	0.05-0.11	0.07	0-0.15	0.04	0.03-0.17	0.08	0.13-0.81	0.35	0-0.02	0.01
CaO	0.45-0.75	0.54	0.27-0.70	0.55	0.12-0.40	0.25	0.03-2.35	0.76	0.13-0.42	0.28
Na ₂ O	4.24-4.60	4.33	3.88-5.15	4.49	1.36-4.59	2.20	0.02-2.60	0.96	2.84-3.10	2.97
K ₂ O	4.76-4.86	4.79	4.09-5.02	4.61	2.08-4.41	3.56	0.74-2.49	1.32	4.33-5.27	4.8
H ₂ O ⁻	0-0.16	0.10	0.02-0.31	0.14	0-0.41	0.13	0-0.53	0.26	0.07-0.12	0.10
H ₂ O ⁺	0.18-0.62	0.40	0-1.82	0.39	0-1.35	0.48	0.50-2.30	1.62	0.35-0.41	0.38
F	0-0.04	0.04	0.02-0.15	0.05	0.02-0.25	0.06	0.02-0.46	0.15	0.02-0.03	0.024
$\frac{\Sigma Fe \cdot 100}{\Sigma Fe + Mg}$	92-100	96.5	94-100	98.9	96-99	98.4	94-99	96.3	98-100	100
$\frac{Fe^{3+} \cdot 100}{\Sigma Fe}$	21-60	41.8	41-79	61.7	18-72	48.0	29-64	50.0	19-67	50.0
$\frac{Na+K}{Al}$	1.0-1.20	1.06	1.14-1.63	1.40	0.85-1.18	1.02	0.35-2.2	0.97	0.98-1.02	0.99

Реализация подобной схемы в минерализованных гранитах и силекситах апикальной эндоконтактной фации весьма вероятна, поскольку в породах "законсервированы" твердые продукты реакции (циркон, галит), а следы возрастания концентрации кислорода выразились в полном замещении арфведсонита эгирином и магнетитом.

Плотность водно-хлоридного расплава-раствора при $P=2 \cdot 10^8$ Па в 1.5–2 раза ниже, чем гранитного расплава, в связи с чем капли отделяющегося от расплава флюида проявляют тенденцию к всплыванию в прикровлеву зону интрузива, при этом концентрация флюида должна достигать максимума в куполообразных изгибах кровли, гребневидных апофизах и других подобных структурных ловушках. Хлориды обладают высокой экстракционной способностью в отношении железа, редких земель и редких металлов, выносимых вместе с водно-солевым флюидом из тыловых зон интрузий в эндоконтактные фации кровли интрузивных залежей (или во фронтальные части крутопадающих тел), в результате фоновое содержание рудных компонентов в породах этих зон значительно возрастает (коэффициент концентрации достигает 1–2 порядков; табл.44, 45).

Концентрированному сбросу рудной нагрузки флюидного потока на контактах способствует резкое различие геохимической обстановки внутри интрузива и в боковых породах, особенно на контактах с высокоглиноземистыми углеродсодержащими гнейсами и сланцами кейвской серии. Снижение окислительного потенциала и щелочности в зоне взаимодействия агпаитового высокоокисленного расплава щелочногранитного состава вызывает прекращение кристаллизации эгирина и связывание основной массы железа в магнетите с выносом избыточного метасиликата натрия во вмещающие породы:



Это приводит к понижению степени окисленности и коэффициента агпаитности минерализованных приконтактных гранитов и силекситов (табл.44), а в экзоконтактной подгруппе силекситовых залежей вызывает появление "нетипичной" для агпаитовой щелочногранитной серии шпинель–мусковит–биотитовой минеральной ассоциации.

Основные тенденции в изменении валового состава пород в эволюционном ряду продуктов консолидации щелочногранитных интрузий (неминерализованные граниты тыловой и "главной" фации → флюидизированные граниты внутренней зоны апикальной фации → минерализованные граниты, пегматиты и силекситы приконтактной зоны апикальной фации) сводятся к следующему: снижение содержания глинозема и щелочей и рост кремнекислотности с образованием непрерывного ряда пород от гранитов до почти мономинеральных силекситов (рис.35); увеличение валового содержания железа, циркония, ниобия, редких земель и других редких элементов при относительно постоянном содержании лития и фтора.

В рассматриваемом ряду все породы обладают однотипной геохимической специализацией, постепенно усиливающейся к конечным производным. Общность источника вещества всей породной серии, независимо от степени минерализации пород, подчеркивается сходством спектров РЗЭ (рис.36). Отчетливо выраженный европиевый минимум свидетельствует о том, что в генерации исходной щелочногранитной магмы большое значение играли процессы фракционирования полевых шпатов, в то же время стабильность амплитуды этого минимума от гранитов до силекситов показывает, что на внутрикамерную дифференциацию этот петрологический фактор практически не влиял. Незначительное обогащение флюидизированных разновидностей пород иттрием может быть связано с более эффективным экстрагированием его хлоридами по сравнению с церовыми РЗЭ.

Экстракционная способность водно-солевого расплава-раствора резко снижается при охлаждении и уменьшении концентрации хлоридов. В этом заключается причина низкой рудопродуктивности поздней генерации кварцевых жил в гранитных плутонах и низкотемпературных жил в периферической зоне тер-

Таблица 45

Содержание редких элементов в щелочных гранитах и минерализованных породах эндоконтактов, г/т

Элементы	Типичные щелочные граниты		Эндоконтактные граниты		Минерализованные граниты		Силекситы		Пегматиты зон контакта	
	пределы колебания	$\bar{x}(69)$	пределы колебания	$\bar{x}(7)$	пределы колебания	$\bar{x}(10)$	пределы колебания	$\bar{x}(6)$	пределы колебания	$\bar{x}(2)$
Zr	0-1311	998	820-2800	1717	2175-17475	8062	4300-33900	14300	990-1275	1132
Nb	0-74	33	37-140	97	210-480	326	50-5500	3514	180-710	445
Ta	0-11	3	0-100	86	24-200	66	<100-400	186	<100-<100	<100
TR+Y	30-941	485	365-2040	1076	948-63000	10259	2600-50490	19665	790-1400	1095
Sr	0-182	88	20-100	41	0-300	115	<10-70	20	100-150	125
Ba	10-884	447	<30-70	41	0-890	596	<50-650	198	30-410	220
Ga	18-48	33	35-45	40	28-80	50	10-60	27	35-150	93
Zn	0-507	169	100-1100	493	300-3200	1640	560-4700	222	100-250	175
Cu	0-527	162	0-10	9	0-89	30	6-15	11	5-25	15
Mo	0-9	3	0-4	1	0-15	3	1-15	4	-	3
Pb	0-110	44	64-160	117	30-1300	442	450-1200	832	50-200	125
Sn	0-19	9	0-24	18	42-200	83	11-79	44	-	25
Ni	0-269	65	0-10	4	0-65	23	5-15	10	0-13	6
Cr	0-21	5	30-450	167	0-2500	631	350-700	500	30-52	41

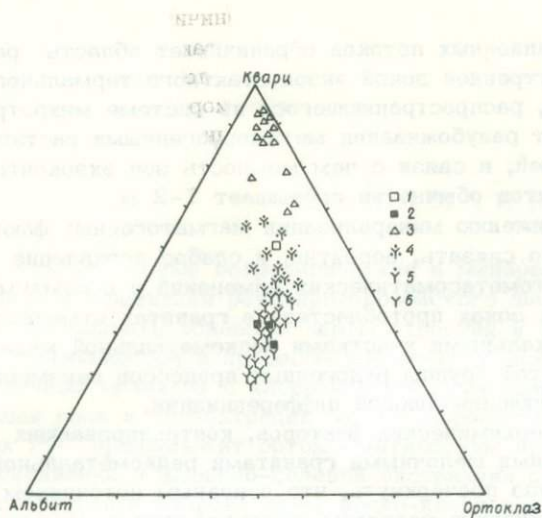


Рис.35. Положение пород щелочногранитной серии на диаграмме кварц-альбит-ортоклаз.

1 - аплиты; 2 - пегматиты; 3 - силекситы; 4 - минерализованные граниты; 5 - эндоконтактные граниты; 6 - типичные щелочные граниты.

мального ореола интрузий. Коэффициент разделения хлора между расплавом и флюидом в области дистилляции высококонцентрированных рассолов (более 4 мол /кг) колеблется от 1:70 до 1:200 /54/, поэтому фракционное отделение от магмы и удаление из зоны кристаллизации первых порций водно-хлоридного флюида должно настолько быстро понизить концентрацию хлора в остаточном расплаве, что все последующие порции флюида будут представлены разбавленными водными флюидами с низкой степенью минерализации. Обилие в щелочногранитных плутонах "пустых" кварцевых жил с изменчивой концентрацией хлоридов в газовой-жидких включениях в кварце подтверждает правомерность предложенного объяснения. В экзоконтактных зонах действовал другой механизм разубоживания металлоносных флюидов - разбавление инфильтрационного потока поровыми метаморфогенными углекислородными растворами. Совместное действие этого механизма наряду

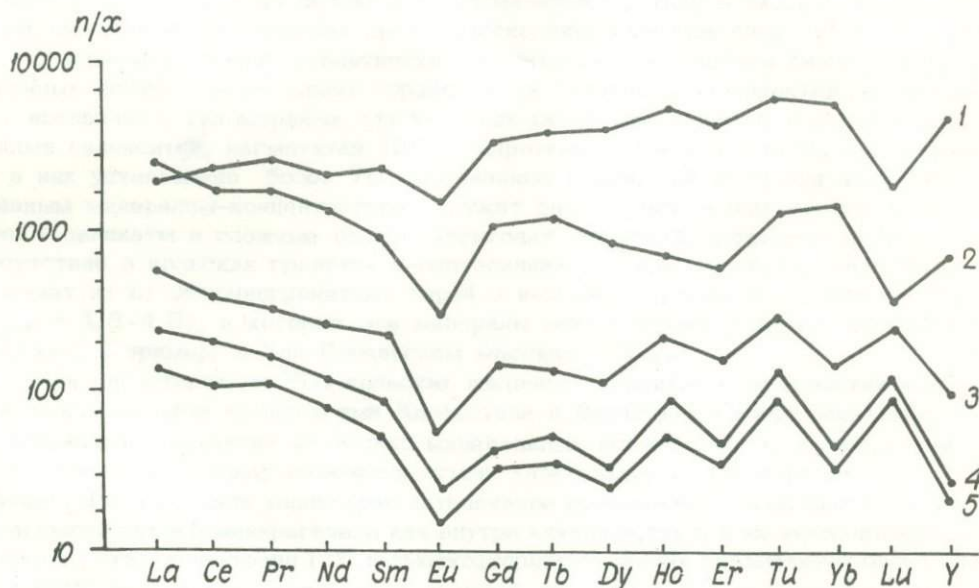


Рис.36. Состав РЗЭ в породах щелочногранитной серии, нормированный по РЗЭ в хондритах.

1 - силекситы; 2 - минерализованные граниты; 3 - эндоконтактные граниты; 4 - эгирин-арфведсонитовые граниты; 5 - энигматит-эгирин-арфведсонитовые граниты.

с быстрым охлаждением инфильтрационных потоков ограничивает область разгрузки рудоносных гидротерм внутренней зоной экзоконтактного термального ореола. Для диффузионного потока, распространяющегося по системе микротрещин и межзерновых пленок, эффект разубоживания метаморфогенными растворами оказывается еще существенней, в связи с чем мощность зон экзоконтактных минерализованных метасоматитов обычно не превышает 1-2 м.

С тенденцией к быстрому снижению минерализации магматогенных флюидов в субсолидусной РТ-области можно связать, вероятно, и слабое проявление в массивах щелочных гранитов аутометасоматических изменений и постмагматического метасоматоза. В редких зонах протобластеза в гранитах отмечаются альбитизация и окварцевание с локальными участками редкометалльной минерализации, однако масштабность этой группы рудогенных процессов неизмеримо ниже, чем у ортомагматической флюидно-солевой дифференциации.

Завершая анализ петролого-геохимических факторов, контролировавших формирование связанной с кольскими щелочными гранитами редкометалльной минерализации, хотелось бы еще раз подчеркнуть, что основным источником рудного вещества служили магматические расплавы, внедрившиеся в высокие горизонты земной коры по системе глубинных разломов. Повышенная щелочность магм обеспечила их изначальную обогащенность рядом редких элементов (в первую очередь цирконием, РЗЭ, иттрием, ниобием), растворимость которых в магмах прямо пропорциональна их щелочности /40/. Геохимическая специализация щелочных гранитов во многом сходна с нефелиновыми сиенитами и карбонатитами /6, 29, 40/, что можно рассматривать как убедительный довод в пользу модели глубинного подкорового происхождения щелочногранитных магм /3/.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексные петрологические и минералого-геохимические исследования кольской провинции раннепротерозойского щелочногранитного магматизма позволили выявить основные черты строения и эволюции рудогенерирующих систем, формировавшихся в процессе внедрения и консолидации интрузий агпаитовых щелочных гранитов с хлоридной специализацией магматогенных флюидов. Ведущая роль в концентрации редких элементов в кольском типе щелочногранитных РГС принадлежит ортомагматическим процессам кристаллохимической дифференциации и флюидно-солевой экстракции с фракционным отделением обогащенного рудными компонентами водно-хлоридного раствора-расплава от кристаллизующейся магмы с накоплением "всплывающего" флюида в головной части интрузива. Действие такого механизма концентрации предопределило связь пространственного распределения редкометалльной минерализации с морфологией плутонов и внутрикамерными фациальными обстановками. Наиболее благоприятные для рудоконцентрации условия возникают в локальных положительных формах (куполах, гребнях) прикровлевой зоны пологозалегающих интрузивных залежей, где коэффициент накопления редких металлов достигает одного-двух порядков, тогда как в тыловых зонах (центральные и придонные фации пластообразных плутонов, корневые части даек) преобладает рассеяние редких элементов в решетках породообразующих минералов, что предопределяет практическую бесперспективность глубокоэродированных плутонов.

Характерная черта кольской щелочногранитной серии — умеренные значения коэффициента агпаитности в гранитах главной интрузивной фазы (1.0–1.6) и отчетливая тенденция к снижению его в приконтактных гранитах, силекситах и пегматитах (вплоть до перехода к плюмазитовому типу в экзоконтактных телах силекситов, залегающих среди высокоглиноземистых гнейсов).

Умеренный уровень агпаитности в сочетании с хлоридным типом магматогенных флюидов накладывает определенный отпечаток на характер минеральных ассоциаций, типоморфных для кольских щелочных гранитов и связанных с ними силекситов, пегматитов /26/, гидротермалитов и метасоматитов. Всего в них установлено более 70 минеральных видов, при этом для циркония главным минералом-концентратором служит циркон, для редких земель и иттрия — силикаты и сложные оксиды (бритолит, чевкинит, иттриалит и др.). Отсутствие в кольских гранитах цирконосиликатов (армстронгита, эльпидита) отличает их от щелочногранитных серий с высокими уровнями агпаитности ($K_{агп} = 1.3-4.0$), в которых эти минералы могут играть роль породообразующих, как, например, в Хан-Богдинском массиве /38/.

При сопоставлении РГС кольских щелочных гранитов с редкометалльными щелочногранитными комплексами Казахстана и Восточной Сибири выявляется принципиальное различие не только минеральных ассоциаций, но и механизма рудоконцентрации между низкофтористыми хлоридными и высокофтористыми сериями. Для последних характерно интенсивное проявление постмагматического метасоматического минерогенеза как внутри плутонов, так и в их экзоконтактных зонах. Эта стадия эволюции РГС в высокофтористых сериях оказывается более продуктивной, чем ортомагматическая, и порой полностью ее затушевывает. Наиболее яркой особенностью редкометалльной минерализации в этом ряду РГС, названном нами сибирским по наиболее полно охарактеризованному эталону /1, 2/, является наличие криолита и гагаринита (от долей до нескольких процентов), сопровождающихся флюоритом и широкой гаммой аксессуарных редких фторидов (нейборит, веберит, ральстонит и др.). Существенное отличие между кольским и сибирским типами РГС намечается также в характере ниобиевой минерализации: в кольском типе ведущими минералами-носителями ниобия служат блонстрандин и фергусонит, в сибирском — пирохлор.

Сходство геохимической специализации редкометалльных щелочных гранитов, независимое от их возраста и регионального положения, установлено давно и неоднократно обсуждалось в литературе /3, 29, 38 и др. /. На новом этапе прогнозно-металлогенического анализа щелочногранитных провинций необходимо более дифференцированно подходить к оценке рудопродуктивности интрузивных комплексов. В этом отношении наметившаяся перспектива разделения интрузивных серий щелочных гранитов на типы с различной эволюцией рудномагматических систем в зависимости от уровня щелочности исходной магмы и флюидного режима представляет несомненный практический интерес.

ЛИТЕРАТУРА

1. АРХАНГЕЛЬСКАЯ В.В. Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., Недра, 1974, 126 с.
2. АРХАНГЕЛЬСКАЯ В.В., РЯБЕНКО С.В. Новый генетический тип редкоземельных руд. - Геология рудных месторождений, 1986, № 5, с.52-61.
3. БАТИЕВА И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., Наука, 1976, 224 с.
4. БАТИЕВА И.Д., БЕЛЬКОВ И.В. Контактные изменения диабазов в Лаврентьевском массиве щелочных гранитов. - В кн.: Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1981, с.65-75.
5. БАТИЕВА И.Д. К вопросу о генезисе магнетитовых пород в районе оз.Ровозеро. - В кн.: Минералы и минеральные парагенезисы горных пород Кольского полуострова, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1981, с.72-75.
6. БАТИЕВА И.Д., БЕЛЬКОВ И.В. Сахарйокский щелочной массив, слагающие его породы и минералы. Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1984, 130 с.
7. БАТИЕВА И.Д., БЕЛЬКОВ И.В. Закономерности концентрации рудных элементов в связи со щелочными гранитами Кольского полуострова. - В кн.: Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1985, с.62-73.
8. БЕКАСОВА Н.Б., ПУШКИН Г.Ю. Предахмалахтинский - предполисарский перерыв как важнейший среднепротерозойский рубеж. - В кн.: Геология и геохимия метаморфических комплексов Кольского полуострова, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1975, с.78-84.
9. БЕЛОЛИПЕЦКИЙ А.П. Геохимические особенности акцессорной редкометалльной минерализации в жильных образованиях щелочных гранитов. - В кн.: Вопросы геологии, минералогии и геохимии изверженных и метаморфических комплексов Кольского полуострова, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1967, с.88-91.
10. БЕЛОЛИПЕЦКИЙ А.П., ДЕНИСОВ А.П., ЕЛИНА Н.А., КУЛЬЧИЦКАЯ Е.А. О некоторых результатах химического и рентгеноструктурного изучения минералов группы эпидот-ортита. - В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып.5, Л., Наука, 1968, с.129-137.
11. БЕЛЯЕВ К.Д., БИЛИБИНА Т.В., БОГДАНОВ Ю.Б. и др. Металлогения восточной части Балтийского щита. Л., Недра, 1980, 247 с.
12. БЕЛЬКОВ И.В. Иттриевая минерализация амазонитовых пегматитов в щелочных гранитах Кольского полуострова. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып.1, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, с.126-139.

13. БЕЛЬКОВ И.В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов Западных Кейв. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып.3, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1962, с.5-19.
14. БЕЛЬКОВ И.В. Акцессорные минералы гранитоидов Кольского полуострова. Л., Наука, 1979, 184 с.
15. БЕЛЬКОВ И.В., БАТИЕВА И.Д. К вопросу о генезисе акцессорных минералов в гранитах. – В кн.: Вопросы петрографии и минералогии, М., Изд-во АН СССР, 1953, с.167-178.
16. БЕЛЬКОВ И.В., БАТИЕВА И.Д., Главные черты акцессорной минерализации гранитоидов центральной части Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по минералогии Кольского полуострова, вып.4, Л., Наука, 1965, с.63-80.
17. БЕЛЬКОВ И.В., БАТИЕВА И.Д. Магматическое и постмагматическое минералообразование, связанное с докембрийскими гранитоидами (на примере Кольского полуострова). – В кн.: Геология, петрология и корреляция кристаллических комплексов европейской части СССР (Труды Ш регионального петрографического совещания), Л., Недра, 1982, с.92-99.
18. БЕЛЬКОВ И.В., ВОЛКОВА М.И. Чевкинит из пегматитовых жил района Западных Кейв на Кольском полуострове. – В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып.1, М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, с.140-145.
19. БЕЛЬКОВ И.В., ЕЛИНА Н.А. Редкоземельные элементы и иттрий в акцессорных сфенах из щелочных гранитов Кольского полуострова. – В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова, вып.2, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1971, с.209-214.
20. БЕРТОЛЬСЕН А., НЮ-НЮГОРД А. Докембрий Гренландии. – В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена, М., Мир, 1968, с.107-235.
21. БЕУС А.А., СЕВЕРОВ В.А., СИТНИН А.А., СУББОТИН К.А. Альбитизированные и грейзенизированные граниты (апограниты). М., Изд-во АН СССР, 1962, 196 с.
22. ВИНОГРАДОВ А.Н., ВИНОГРАДОВА Г.В., ВОЛОШИН А.В. и др. Минералого-геохимическая зональность редкометалльных рудопроявлений формаций литий-фтористых гранитов на Кольском полуострове. – В кн.: XII семинар "Геохимия магматических пород", тезисы докладов, М., изд.ГЕОХИ АН СССР, 1986, с.127-128.
23. ВИНОГРАДОВ А.П. Средние содержания химических элементов в главных типах известных горных пород земной коры. – Геохимия, 1962, № 7, с.555-571.
24. ВИНОГРАДОВА Г.В., ИКОРСКИЙ С.В., ЛЕХАНОВА О.Г. Типоморфизм флюидных компонентов в кварце рудогенерирующих магматогебно-гидротермальных систем раннедокембрийских гранитоидных формаций Кольского полуострова. – В кн.: Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона, Апатиты, изд.Кольского филиала АН СССР, 1985, с.81-88.
25. ВОЛЖЕНКОВА А.Я., БАТАЛИЕВА Н.Г., ПЛЕТНЕВА Н.И. и др. Таленит из северо-западной части СССР. – Тр. Минерал. музея АН СССР, вып.18, 1968, с.176-182.

26. ВОЛОШИН А.В., БУКАНОВА В.В., ПОЛЕЖАЕВА Л.И. Плиомбомикролит и плиомбопирохлор из амазонитовых пегматитов Кольского полуострова. - Минерал. ж., 1981, т.3, №5, с.20-34.
27. ВОЛОШИН А.В., ПАХОМОВСКИЙ Я.А. Минералы и эволюция минералообразования в амазонитовых пегматитах Кольского полуострова. Л., Наука, 1986, 168 с.
28. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Под ред. И.В.Белькова. Л., Наука, 1980, 240 с.
29. ГЕРАСИМОВСКИЙ В.И. Основные черты геохимии нефелиновых сиенитов Кольского полуострова. - Геохимия, 1967, № 11, с.1320-1327.
30. ГИНЗБУРГ А.И. Проблемы редкометалльных гранитов. - В кн.: Редкометалльные граниты и проблемы магматической дифференциации, М., Недра, 1972, с.7-27.
31. НЕДАШКОВСКИЙ П.Г. Редкометалльные щелочно-гранитные пегматиты и фениты. М., Наука, 1986, 88 с.
32. ДУБРОВСКИЙ М.И. Парагенетический анализ минеральных ассоциаций гранитоидов. Л., Наука, 1987, 256 с.
33. Земная кора восточной части Балтийского щита. Кратц К.О., Глебовицкий В.А., Былинский Р.В. и др. Л., Наука, 1978, 232 с.
34. ЕРМАКОВ Н.П. Геохимические системы включений в минералах. М., Недра, 1972, 375 с.
35. Источники и условия мобилизации рудного вещества. Рехарский В.И., Коваленко В.И., Петровская Н.В. и др. - В кн.: Металлогения и рудные месторождения. Доклады 27-го МГК, т.12, М., Наука, 1984, с.20-27.
36. КАЛИТА А.П. Пегматиты и гидротермалиты щелочных гранитов. М., Недра, 1974, 138 с.
37. КАЛИТА Е.А., МЕЛЕНТЬЕВ Г.Б., КРЕСТИНА Л.В., ИВАНОВ В.В. Сравнительная геолого-экономическая оценка перспективности различных сырьевых источников тантала и ниобия и актуальные направления работ. - В кн.: Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценка, М., изд.ИМГРЭ, 1983, с.104-130.
38. КОВАЛЕНКО В.И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск, Наука, 1977, 203 с.
39. КОВАЛЕНКО В.И., КУЗЬМИН М.И., ЗОНЕНШАЙН Л.П. и др. Редкометалльные гранитоиды Монголии (петрология, распределение редких элементов и генезис). М., Наука, 1971, 240 с.
40. КОГАРКО Л.Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М., Наука, 1977, 290 с.
41. КОРЖИНСКИЙ Д.С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. - Докл.АН СССР, 1978, т.238, № 4, с.948-950.
42. КОРНЕВ А.Н., БАТАЛИЕВА Н.Г., МАКСИМОВ Б.А., ИЛЮХИН В.В., БЕЛОВ Н.В. Кристаллическая структура таленита $Y_3Si_3O_{10}OH$. - Докл. АН СССР, 1972, т.202, № 6, с.1324-1327.

43. КОРМУШИН В.А. Методика исследования газовой-жидких включений в минералах. Алма-Ата, Наука, 1981, 152 с.
44. КОСАЛС Я.А. Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. - Тр. Ин-та геологии и геофизики, вып.256, 1976, 231 с.
45. ЛУНЦ А.Я. Минералогия, геохимия и генезис редкоземельных пегматитов щелочных гранитов Северо-Запада СССР. М., Недра, 1972, 176 с.
46. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография. Ч.2. Под ред. В.И.Гоньшаковой. М., Наука, 1983, 768 с.
47. МЕЛЕНТЬЕВ Г.Б. Новая петрологическая модель формирования редкометалльных месторождений гранитовой формации и ее роль в разработке объемно-количественной методики их прогнозирования, поисков и перспективной оценки. - В кн.: Крупномасштабное прогнозирование эндогенных редкометалльных месторождений и их оценка, М., изд.ИМГРЭ, 1983, с.7-44.
48. Месторождения литофильных редких металлов. Под ред. А.Н.Овчинникова, Н.А.Солодова. М., Недра, 1980, 559 с.
49. Минералы. Т.Ш, вып.1, М., Наука, 1972, 882 с.
50. ОВЧИННИКОВ Л.Н., ЛУТКОВ Р.И. Металлы - запасы - цены. - В кн.: Редкие элементы в геологии, М., Наука, 1982, с.5-9.
51. Основы прогнозирования, поисков и перспективной оценки месторождений тантала и ниобия. Под ред. Н.А.Солодова. М., Недра, 1983, 245 с.
52. ПИЗНЮР А.В. Основы термобарогеохимии. Львов, изд.ЛГУ, 1986, 200 с.
53. ПУШКАРЕВ Ю.Д., КРАВЧЕНКО Э.В., ШЕСТАКОВ Г.И. Геохронологические реперы докембрия Кольского полуострова. Л., Наука, 1978, 136 с.
54. РЯБЧИКОВ И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М., Наука, 1975, 232 с.
55. ТАУСОН Л.В. Магматизм и рудообразование. М., Наука, 1979, 35 с.
56. ТРУФАНОВА Л.Г., ГЛЮК Д.С. Кулометрический метод определения воды в твердых телах. - Геохимия, 1979, № 3, с.475-479.
57. ТУГАРИНОВ А.И., КОВАЛЕНКО В.И. Геохимия гранитоидов Нигерии. М., Наука, 1973, 105 с.
58. УИЛСОН М.Е. Докембрий Канады. - В кн.: Докембрий Канады, Гренландии, Британских островов и Шпицбергена, М., Мир, 1968, с.236-369.
59. ХИТАРОВ Н.И., КАДИК А.А., ЛЕБЕДЕВ Е.Б. Основные закономерности отделения воды от магматических расплавов. - Геохимия, 1967, № 11, с.1274-1284.
60. ХИТАРОВ Д.Н., СУЩЕВСКАЯ Т.М. Анализ состава жидкой фазы включений в минералах гидротермального генезиса. - В кн.: Методы и аппаратура для исследования включений минералообразующих сред, М., Наука, 1980, с.80-109.

61. ЧУХЛАНЦЕВ В.Г., ШТОЛЬЦ А.К. О цирконосиликатах натрия. - Неорг.химия, 1961, т.У1, вып.6, с.1332-1337.

62. Щелочные граниты Кольского полуострова. Под ред. О.А.Воробьевой. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1958, 375 с.

63. Эволюция земной коры и эндогенной металлогенической зональности северо-восточной части Балтийского щита. Под ред. И.В.Белькова. Л., Наука, 1987, 177 с.

64. JACKON N.J., DOUCH C.J. Jabal Hamra REE-mineralized silicite, Hijaz region, Kingdom of Saud, Arabia. - J. Afr. Earth Sci., 1986, v.4, p.269-274.

65. DRYSDALL A.R., JACKON N.J., DOUCH C.J., RAMSAY C.R., HACKETT D. Rare element mineralization related to Precambrian alkali granites in the Arabian Shield. - Econ. Geol., 1984, v.79, p.1366-1377.

66. MAC KEVETT F.M. Geology and Ore Deposits of the Bokan Mountain United States Government Printing office. Washington, 1963, 124 p.

67. TUTTLE O.F., BOWEN N.L. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 - \text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$. - Geol.Soc.Amer.Min., 1958, v.74, p.153.

68. STOESER D.B. Distribution and tectonic setting of plutonic rocks of Arabian Shield. - J. Afr. Earth Sci., 1986, v.4, p.21-46.

О Г Л А В Л Е Н И Е

	Стр.
В В Е Д Е Н И Е. (И.В.Бельков).....	3
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА (И.Д.Батиева, И.В.Бельков).....	5
МИНЕРАГЕНИЯ КОНТАКТНЫХ ЗОН ИНТРУЗИЙ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА.....	16
Аномальная минерализация эндоконтактных зон апикальной фации щелочногранитных интрузивов (И.В.Бельков, И.Д.Батиева)...	16
Минерализация силекситов, пегматоидов и пневматолито-гидро- термальных жил апикальной фации и внутренних зон контактного ореола интрузий (И.В.Бельков, И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов, Г.В.Виноградова).....	27
Минерализация метасоматитов экзоконтактов (И.В.Бельков, И.Д.Батиева).....	41
МИНЕРАЛЫ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ И ЗОН МИНЕРАЛИЗАЦИИ (И.В.Бельков).....	44
Породообразующие минералы.....	44
Акцессорные минералы.....	50
ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОЙ ИНТРУЗИВНО-ГИДРО- ТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ (Г.В.Виноградова).....	83
ОБЩАЯ МОДЕЛЬ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ В ЩЕЛОЧНОГРАНИТНОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ КОЛЬСКОГО ТИПА (И.В.Бельков, И.Д.Батиева, А.Н.Виноградов, Г.В.Виноградова).....	96
З А К Л Ю Ч Е Н И Е (И.В.Бельков, И.Д.Батиева, А.Н.Ви- ноградов).....	103
Л И Т Е Р А Т У Р А.....	105

И.В.Бельков, И.Д.Батиева,
Г.В.Виноградова, А.Н.Виноградов

МИНЕРАЛИЗАЦИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КОНТАКТНЫХ ЗОН
ИНТРУЗИЙ ШЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Редактор Е.М.Филатова
Технический редактор В.А.Ганичев

Подписано к печати 26.11.87. ПН - 06752.
Формат бумаги 60x84 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 13.02. Уч.-изд.л. 9.92. Тираж 300 экз. Заказ № 502.
Цена 1 руб. 20 коп.

Ордена Ленина Кольский филиал им.С.М.Кирова АН СССР
184200, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14

1 руб 20 коп.

4957