

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ТОМ V

МОСКВА 1961

25
/

Т Р У Д Ы
ВСЕСОЮЗНОГО НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
ПЬЕЗООПТИЧЕСКОГО
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

Опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
6	25 сверху	кремнезема и кварца и образование кварца и по- возраста в кварцевых расположенны А. С. Кашивец	кремнезема и обра- зование кварца и калиевого по- возраста кварцевых расположенные А. С. Кошивец
8	11 снизу		
23	14 снизу		
43	6 сверху		
62	Колонтитул		
88	Подпись к ри- сунку	(1010)	(1010)
94	Подпись к рис. 2	бёмика с особенностями	бёмита закономерности
Содержание	7 сверху		

Зак. 3248



Редакционная коллегия:

В. П. Бутузов (*отв. редактор*), Н. Д. Меркурьев (*зам. отв. редактора*),
И. Н. Аникин, Н. П. Ермаков, Е. Я. Киевленко, Б. Я. Меренков,
И. А. Островский, М. Т. Гури н (*отв. секретарь*)

ГЕОЛОГИЯ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Л. П. Чернышкова

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНИТОИДОВ ВОЛЫНИ, ВМЕЩАЮЩИХ ПЕГМАТИТЫ С ПЬЕЗОКВАРЦЕМ

В 1956 г. нами был описан и выделен морфолого-генетический тип занорышевых камерных топазо-морионовых пегматитов, содержащих пьезокварц [8]. Установление генетической связи этих пегматитов с определенным типом гранитов явилось очередной задачей наших исследований. С этих позиций были детально изучены пегматиты и граниты коростенского интрузивного комплекса Украинского кристаллического массива, образующие два крупных плутона — Коростенский и Корсунь-Новомиргородский. Особое внимание было уделено породам юго-западной части Коростенского плутона.

Общая геологическая характеристика исследованного района

Юго-западная часть Коростенского плутона сложена гранитами типа рапакиви, которые относятся к кольцевому обрамлению двух крупных габбро-анортозитовых массивов — Коростенского (южного) и Чеповичского (северного). Образование габбро-анортозитовых массивов Коростенского плутона, так же как и крупных дайкообразных тел габбровых пород (Кривотинский и Ушомирский массивы), относится к первой фазе интрузивной деятельности, а образование гранитов типа рапакиви — ко второй фазе [7]. С последними стадиями формирования гранитов типа рапакиви связано образование многочисленных пегматитовых проявлений и крупных тел шлировых пегматитов с занорышами, содержащими кристаллы пьезокварца.

Образование небольших обособлений эгириновых сиенитов среди гранитов типа рапакиви В. С. Соболев [7] относил к более поздней фазе Коростенской интрузии, а И. Л. Личак и др. [3] склонны были объяснить наличием наложенного щелочного метасоматоза, ограничивающего распространение пегматитов с пьезокварцем.

Таким образом, центральная часть Коростенского интрузивного тела сложена основными породами габбро-анортозитового ряда, а периферическая часть — гранитами типа рапакиви с небольшими обособлениями щелочных пород. Аналогичное строение имеет и Корсунь-Новомиргородский плутон.

Вмещающими породами обоих плутонов являются сложнодислоцированные метаморфические и интрузивные породы архея. Кроме того, в северной части Коростенского плутона граниты перекрываются более спокойно зале-

гающими кварцитовидными песчаниками (с прослоями пиррофиллитовых и филлитовидных сланцев, а также линзами кварцевых порфиров) овручской свиты, которые сопоставлялись В. И. Лучицким [5] и А. А. Полкановым [6] с кварцито-песчаной толщей иотния. На основании этого Коростенский плутон рассматривался как сложный межформационный хонолит. Часто в гранитах типа рапакиви встречаются ксенолиты кварцитов, слюдястых гнейсов, кристаллических сланцев и других метаморфических пород, контакты гранитов с которыми носят «холодный» характер.

Внутриформационные контакты между гранитами типа рапакиви и породами габбро-анортозитового ряда активны и сопровождаются гибридным пород; с изменением характера контактов связывается изменение структуры и морфологии пегматитовых проявлений.

Наблюдаются контакты трех типов:

I. Контаминационные контакты с широкими (до 1—2 км в плане) переходами от основных пород к породам среднего и кислого состава путем постепенного изменения основности отдельных минералов и состава пород с сохранением крупнозернистой структуры. Например, лабрадориты и габбро-анортозиты переходят в монцититы—диалагиты—граносиениты и рапакиви путем зонального замещения плагиоклаза, богатого кальцием, плагиоклазом, богатым натрием, и полевым шпатом калиевого состава, а также путем последовательного замещения оливина и пироксена амфиболом и биотитом и т. п.

Вследствие явлений контаминации, сопровождавшихся некоторым повышением общей основности гранитной магмы, происходило выделение свободного кремнезема и кварца и образование мирмекитов, а также гранофировых прорастаний и микропегматита в калиевом полевым шпате. Поэтому вблизи контактов с массивами основных пород развиты эндоконтактные зоны гранофировых гранитов, ширина которых может достигать нескольких километров, например в юго-западной и западной частях Вольнского габбро-анортозитового массива, где наблюдается пологое падение основных пород под граниты. Около более мелких массивов основных пород (Кривотинский и др.) ширина таких зон достигает от нескольких десятков метров до 1—2 км.

К зонам развития гранофировых гранитов и приурочены наиболее крупные и хорошо дифференцированные пегматитовые тела занорышевого типа (с пьезокварцем), имеющие постепенные переходы к вмещающим породам, так же как и более мелкие шлировые выделения пегматитов, хотя их возникновение имеет более сложные причины, чем просто явления контаминации.

II. Контакты второго типа — между кислыми и основными породами плутона, характеризующиеся развитием сравнительно узких полос (до десятков и сотен метров) мелкозернистых гибридных пород, состав и структура которых резко изменяются вблизи контакта. Часто перемежаясь друг с другом, эти породы создают серию переходов и нередко ассоциируют с зажатыми в контактах ксенолитами пород метаморфической толщи. К породам переходного типа относятся амфиболовое, амфиболово-кварцевое и амфиболово-ортоклазовое габбро (иногда в ассоциации с амфиболитами), мелкозернистый диорит (в ассоциации с гнейсами), микрогранит и аплит (в ассоциации с кварцитовидными песчаниками и кварцитами), габбро-норит, габбро-монцитит и др. Эти породы обычно залегают в непосредственном контакте гранитов с массивами габбро-анортозитов. В полосе их развития иногда встречаются довольно крупные дифференцированные пегматитовые тела «внутриконтактного» типа [8], но занорыши в них редки и не содержат высококачественного пьезокварца. Они относятся к типу, переходному от шлировых (штоковых по форме) пегматитов к жильным. К таким контактам также приурочены пегматитовые тела жильного типа, слабо дифференцированные, с характерным для них сочетанием аплитовой структуры и массивного жильного кварца.

III. Резкие секущие контакты гранитов с основными породами, фиксирующие внедрение новых порций гранитной магмы по трещинам разрыва, а иногда отторжение ею крупных глыб габбро-анортозита от материнского массива. При отсутствии явлений контаминации сопутствующие этим внедрениям пегматиты имеют жильные формы, слабо дифференцированы и не содержат занорышей с пьезокварцем.

Таким образом, развитие занорышевых пегматитов наблюдается главным образом в эндоконтактах контаминационного типа, где развиты гранофировые мелкоовоидные граниты с характерными чертами гибридизма. Наибольшее распространение гранофировых гранитов и пегматитов наблюдается в областях, примыкающих к подводющим каналам магмы, т. е. к крупным разломам, расположение которых установлено при интерпретации геологических и геофизических данных. Исследование прототектонических структур гранитного массива показывает, что внедрение и застывание гранитной магмы сопровождалось тектоническими подвижками, иногда очень крупного масштаба, а направления этих подвижек в общем совпадали с направлениями ранее образовавшихся трещин, по которым внедрялись, а впоследствии разламывались интрузии основного состава.

Намечается два главных направления подвижек: субмеридиональное (северно-северо-западное) и субширотное (западно-северо-западное). Первому направлению подчинена вытянутость подводящих каналов внедрения основной и кислой магмы и распространение гранофировых гранитов в юго-западной части Коростенского плутона, расположение крупных контактных зон и трахитоидность пород в них, вытянутость полос гибридных пород и цепочек ксенолитов и, наконец, линейное расположение групп пегматитовых тел в гранитах. Нарушениям второго (субширотного) направления подчинены крупные разломы (второго порядка), часто служившие каналами внедрения дайкообразных тел основных пород. Наиболее крупный разлом западно-северо-западного направления пересекает с юга на север почти весь Коростенский плутон, разделяя Чеповичский и Волынский массивы основных пород; к оперяющим его разломам в гранитах приурочено внедрение Ушомирского, Кривотинского и других более мелких массивов основных пород. В северной части Коростенского плутона этому направлению подчинены также вытянутость полос гибридных пород и гранофировых гранитов и распространение некоторых групп пегматитовых тел.

Следовательно, залегание пегматитов коростенского интрузивного комплекса определяется, с одной стороны, характером вмещающих пород (преимущественная связь с мелкоовоидными гранофировыми гранитами) и, с другой стороны, развитием прототектонических структур, предопределивших возможность накопления пегматитобразующих расплавов—растворов, и, наконец, трещинной тектоникой, которая способствовала перемещению последних и повлияла на морфологию пегматитовых тел.

Все пегматиты коростенского интрузивного комплекса можно разделить на две большие группы: I — перемещенные (экзоконтактовые) жильные пегматиты; II — неперемещенные (эндоконтактовые) шлировые пегматиты. Пегматиты I группы могут встречаться среди различных вмещающих пород и в пределах, и за пределами коростенского интрузивного комплекса. Они не представляют практического интереса в отношении пьезокварца, так как для них не характерно развитие занорышевой зоны.

Типичными для коростенского комплекса являются пегматиты II группы, которые имеют ряд своеобразных отличий от пегматитов других интрузивных комплексов Украины. Для них характерны постепенные переходы к материнским гранитам типа рапакиви, среди которых эти пегматиты залегают. Пегматитовые тела имеют неправильную форму, слабо вытянуты и почти изометричны, до 30—50 м в поперечнике. Они хорошо дифференцированы

(различаются зоны: графическая, пегматитовая, блоковая, замещения и занорышевая) и часто содержат в центральных частях крупные полости свободного роста кристаллов (занорыши), расположенные на границе мономинеральных обособлений полевого шпата и кварца. Пегматитовые тела характеризуются наличием кристаллов ограненного кварца (мориона), топаза, флюорита, литийсодержащих слюд и других минералов. Сравнительно небольшие пегматитовые тела разнообразной формы (шлиры, линзы, жилы) встречаются в пределах всего поля развития гранитов типа рапакиви. Наиболее крупные пегматитовые тела шлирового типа (штоки) размещены группами в некоторых участках массивов гранитов рапакиви и приурочены к определенной разновидности мелкоовоидных гранофировых гранитов, которые отличаются развитием в них кварц-полевошпатовых пегматитовых выделений.

Развитие такой разновидности гранитов подчинено направлению некоторых прототектонических зон в области расположения главных каналов внедрения магмы.

Форма, строение и облик пегматитов изменяются в зависимости от вмещающих гранитов, так что каждой петрографической разновидности гранитов свойственны определенные характерные особенности заключенных в них пегматитов.

Петрохимические особенности коростенского интрузивного комплекса

Коростенский интрузивный комплекс обладает рядом особенностей, резко выделяющих его среди других магматических пород Украинского кристаллического массива. Общими чертами слагающих его пород являются зеленоватые тона окраски полевого шпата и черные тона — кварца, крупнозернистость, массивность, отсутствие сильных динамометаморфических изменений (свежесть минералов), отсутствие давленности в кварце и микротиновый характер плагиоклаза, щелочной характер изменения некоторых минералов (появление полущелочных и бесцветных роговых обманок, щелочного пироксена).

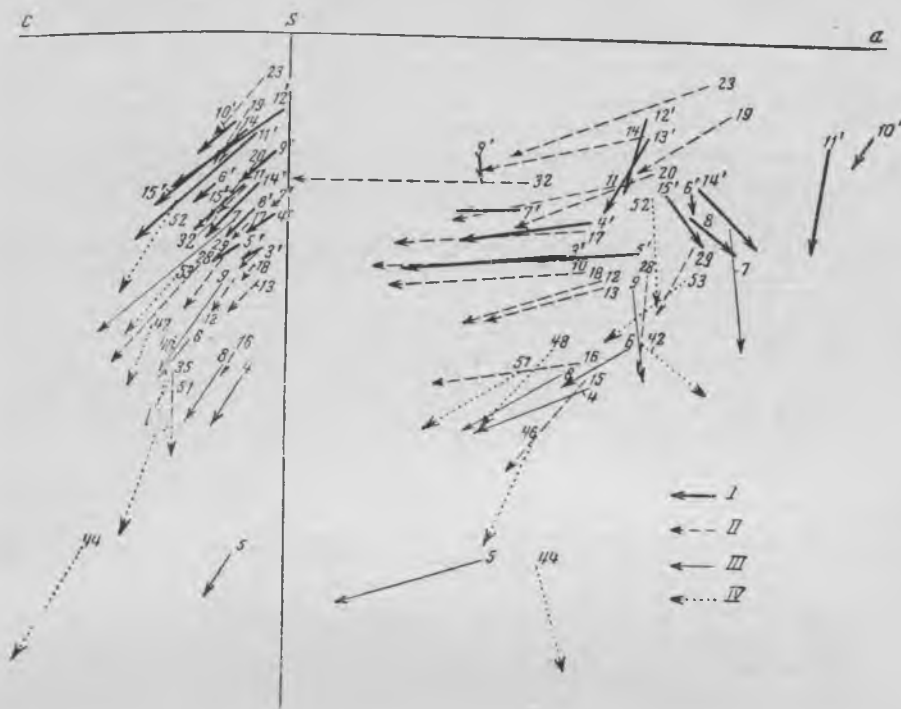
Об особых условиях формирования коростенского комплекса свидетельствуют также ярко выраженный гибризм пород, отличающий их от интрузивных пород «среднего» типа, наличие концентрического замещения и обрастания минералов, овоидные зональные структуры, характерные для входящих в комплекс пород типа рапакиви, габбро-рапакиви, оливинных габбро-анортозитов [2]. К петрохимическим особенностям комплекса относится пересыщенность пород алюминием (см. таблицу и рисунок), однако к концу интрузивного процесса его количество понижалось, о чем свидетельствует появление щелочного пироксена (эгирина) и полущелочной роговой обманки. Относительное количество щелочей к концу интрузивной деятельности возрастало, а количество кальция уменьшалось.

Из особенностей комплекса следует отметить необычное сочетание оливин—пироксен—кварц в породах типа рапакиви и появление кварца и полевого шпата в габбро-анортозитах, а также высокую железистость минералов при пониженном против нормального содержании магния (присутствуют железистые разновидности оливина, пироксена, сильно железистый биотит и т. д.). Пересыщенность алюминием и необычайно высокое значение коэффициента железистости пород комплекса (иногда $\frac{\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{MgO}} \geq 10$)

вполне понятны, так как лабрадориты, габбро-анортозиты, монцониты, граносиениты и лейкократовые граниты рапакиви содержат ничтожное количество фемических минералов, и породы всего комплекса в целом являются лейкократовыми. С другой стороны, фемические минералы бедны магнием и богаты железом и во многих породах уступают место ильмениту, который

присутствует в значительных количествах. В гранитах сильно железистый биотит обычно преобладает над амфиболом или является единственным цветным минералом.

Ассоциация кварца с высокожелезистым оливином типа фаялита, судя по диаграмме состояния $MgO-FeO-SiO_2$, закономерна. Избыток железа в соединении с избытком титана приводит к образованию ильменита, который для пород данного комплекса является типоморфным минералом, а в поро-



Векторная диаграмма (по методу А. Н. Заварицкого)
 I — гранитоиды коростенского комплекса (цифры со штрихом);
 II — гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса; III — гра-
 нитоиды чудново-бердичевского комплекса; IV — диориты и
 гранодиориты

Масштаб проекции главных параметров 1% = 10 мм,
 масштаб дополнительных характеристик 1% = 1 мм

дах основного состава—иногда и одним из главных породообразующих ми-
 нералов. К типоморфным минералам кислых пород коростенского комплекса
 относятся топаз и флюорит. Таким образом, занорышевые пегматиты с кри-
 сталлами мориона располагаются в пределах интрузивного комплекса, обла-
 дающего своеобразной петрохимической характеристикой.

Классификация гранитов типа рапакиви

Классификация гранитоидов коростенского комплекса, с которыми свя-
 заны занорышевые пегматиты, затруднена вследствие их разнообразия и ча-
 стого изменения минерального состава и структуры: обычно в кернах каждой
 буровой скважины наблюдается несколько разновидностей пород. В скалистом
 обнажении около плотины с. Рудня Гамарня на площади в несколько
 квадратных метров отмечено пять разновидностей гранитов типа рапакиви.

Разделение гранитов коростенского комплекса на геологических кар-
 тах основывалось на характеристике преобладающих разновид-

Сравнительная петрохимическая характеристика гранитоидов коростенского, кривовградско-житомирского и чудново-бердичевского интрузивных комплексов

№ п/п	Интрузивный комплекс	Содержание в весовых процентах												Пересчет на числовые характеристики по А. Н. Заварицкому							ш	и	д		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O, п. п., H ₂ SO ₄	г	в	с	д	е	р	л					
1	Коростенский	3	74,05	0,20	13,96	0,92	1,85	0,03	0,32	0,84	2,20	4,39	0,14	1,05	99,95	10,5	0,9	8,0	80,4	63,8	—	30,1	6,1	42,73	11,2
2		4	74,58	0,27	12,79	1,10	2,07	0,02	0,31	0,52	2,25	4,98	0,13	0,79	99,84	11,6	0,6	6,8	81,0	51,2	—	41,0	7,8	40,54	38,2
3		5	68,56	0,51	15,24	0,79	4,00	0,08	0,14	1,52	2,66	5,22	0,38	0,62	99,72	13,2	1,8	7,9	76,9	40,0	—	56,4	3,5	43,90	25,8
4		6	67,88	0,65	14,66	0,76	4,63	0,10	0,33	1,88	3,41	5,04	—	0,44	99,74	15,2	2,7	5,7	77,0	—	2,5	88,1	9,3	49,15	20,2
5		7	69,28	0,22	12,42	2,16	2,89	0,06	0,81	1,70	3,88	5,06	0,11	1,22	99,81	8,8	0,4	6,3	77,6	—	25,6	72,2	21,5	53,87	43,9
6		8	68,15	0,23	13,25	2,86	2,41	0,05	0,52	1,83	3,60	5,31	0,15	1,52	99,88	15,4	1,0	6,7	76,9	—	17,4	69,8	12,7	50,83	22,0
7		9	70,94	0,40	13,24	1,06	3,11	0,05	0,32	1,45	2,95	5,35	0,07	0,70	99,64	7,3	0,5	4,4	77,8	—	0,9	87,4	11,7	45,67	50,7
8		10	64,35	0,10	19,08	2,42	0,76	0,05	0,30	1,20	4,61	8,44	—	0,53	100,84	22,1	2,0	3,6	72,9	8,3	—	78,4	13,2	45,35	1,1
9		11	64,45	0,50	17,24	1,21	1,99	0,03	0,98	1,01	4,42	7,34	0,11	0,70	99,97	20,5	1,2	3,8	74,4	7,1	—	50,6	42,2	47,86	6,4
10		12	75,16	0,29	12,25	1,86	0,26	—	0,54	0,90	2,64	5,64	—	0,75	99,88	13,5	1,0	2,9	82,6	8,5	—	61,7	29,7	41,71	37,0
11		13	73,66	0,25	13,45	0,60	1,56	—	0,70	1,30	2,90	5,38	0,08	0,44	100,20	13,7	1,5	3,7	81,1	16,8	—	52,8	30,3	45,27	33,9
12		14	70,84	0,33	13,86	0,84	2,56	—	0,80	2,00	3,88	5,40	0,06	0,61	100,15	15,7	1,0	5,6	77,8	—	23,2	53,5	23,2	52,34	54,7
13		15	70,04	0,34	13,23	1,27	2,85	—	0,72	2,00	3,16	5,20	—	1,78	100,20	14,2	1,5	5,7	78,4	—	15,1	64,3	20,6	48,21	27,0
14	Кривовградско-житомирский	10	72,46	0,08	15,25	0,84	0,93	0,02	0,24	1,04	2,19	4,44	0,40	1,66	99,55	10,9	1,2	8,3	79,6	79	—	17	4	42	36,2
15		11	72,84	0,10	14,58	0,41	0,93	0,02	0,47	1,11	3,05	4,62	0,18	1,24	99,95	12,8	1,3	5,5	80,4	63	—	22	14	50	33,9
16		13	71,50	0,30	14,67	1,56	1,65	0,03	0,79	0,92	2,96	4,18	0,14	1,19	99,89	12,1	1,0	9,3	77,6	48	—	37	14	52	30,0
17		14	73,22	0,06	15,20	1,04	—	0,04	0,35	1,62	3,70	4,00	1,10	0,73	100,06	13,6	1,8	3,7	80,9	64	—	21	14	59	32,8
18		15	62,58	0,32	17,41	3,92	1,33	0,07	2,51	3,36	5,06	0,16	0,18	3,13	99,70	11,4	2,2	12,7	71,7	29	—	36	34	97	16,4
19		16	65,56	0,32	16,63	4,39	0,18	0,02	0,69	1,68	3,22	2,79	0,31	4,12	99,74	11,2	2,0	12,1	74,7	57	—	33	9	63	25,0
20		17	73,14	Сл.	15,17	1,87	0,11	Сл.	0,23	1,26	2,54	4,27	0,04	1,46	99,54	11,3	1,5	7,3	79,9	73	—	23	5	46	35,7
21		18	72,76	Сл.	16,02	1,48	0,46	Сл.	0,45	1,12	3,42	30,3	0,01	0,25	93,59	11,2	1,3	8,8	78,7	73	—	18	6	63	33,7
22		19	70,36	0,32	15,87	0,91	0,61	Сл.	0,41	1,26	4,73	4,64	0,27	0,87	100,13	16,7	1,5	3,0	78,8	35	—	43	21	60	22,7

ностей пород применительно к тому или иному масштабу исследований. В. И. Лучицкий [4] выделял среди гранитов коростенского комплекса несколько типов рапакиви: розовые радомысльские, темно-зеленые мелкоовоидные порфиroidные, темно-зеленые мелкоовоидные микропегматитовые, пироксеновые и темно-зеленые безовоидные рапакиви-граниты.

Н. И. Безбородько [1] при разделении гранитов давал им названия по местонахождению характерных обнажений (россоховские, коростенские, степановские и т. д.). В. С. Соболев [7] в описываемом районе выделил: а) рапакиви, б) биотит-амфиболовые рапакивиобразные граниты, в) биотитовые крупно- и среднезернистые граниты, не имеющие типичных черт рапакиви.

Более подробной и всеобъемлющей является классификация Н. Т. Вадимова (1950), выделившего шесть типов гранита коростенского комплекса:

- γ_1 —розово-красный среднезернистый биотитовый гранит (лезниковский; по В. С. Соболеву—группа „в“);
- γ_2 —серый и розово-серый крупнозернистый биотитовый и биотито-роговообманковый чернокварцевый гранит (в том числе степановский, рихтенский, закусиловский и др.);
- γ_3 —серый мелкозернистый аплитовидный биотитовый гранит (гибридный);
- γ_4 —типа рапакиви темно-серый крупнозернистый гранит (бывает также зеленым и розовым; соответствует рапакиви В. С. Соболева);
- γ_5 —розовый и серый роговообманково-биотитовый крупнозернистый овоидный и безовоидный гранит (бывает зеленым; близок к россоховскому типу по Н. И. Безбородько);
- γ_6 —розовый и серый средне- и мелкозернистый порфиroidный, биотитовый и биотито-роговообманковый, овоидный и мелкоовоидный гранит (часто зеленый и зелено-черный); сюда же относится гранит коростенского типа по Н. И. Безбородько.

Следует отметить, что граниты γ_5 и γ_6 относятся к типу рапакиви, обнаруживая общие с рапакиви химические и петрографические особенности и лишь несколько отличаясь по структуре, что и было указано В. С. Соболевым и В. И. Лучицким.

Наши исследования показали, что для поисков занорышевых пегматитов граниты γ_1 , γ_2 , γ_3 , представляющие собой преимущественно безовоидные разновидности, являются практически бесперспективными. Главное внимание было обращено на разновидности овоидных гранитов γ_4 , γ_5 , и γ_6 . Из них наиболее распространены мелкоовоидные граниты γ_6 , среди которых сравнительно небольшие участки сложены гранитами γ_5 , γ_4 , а также разновидностями безовоидных биотитовых гранитов, граносиенитов и кварцевых монзонитов.

На площади преимущественного распространения гранитов γ_6 нами были выделены следующие разновидности:

- | | |
|---|---|
| <p>I группа—овоидные граниты</p> <p>А. Мелко- и среднеовоидные рапакивидные пегматитовые граниты:</p> <p>а) гранофировые, б) мirmekитовые, в) питерлитовые, г) микрографические</p> <p>Б. Мелко- и среднеовоидные обычные граниты типа рапакиви</p> <p>В. Крупноовоидные рапакиви</p> | <p>II группа—безовоидные граниты</p> <p>А. Крупно-идиоморфнозернистые пегматитовые (чернокварцевые) граниты</p> <p>Б. Средне-гипидиоморфнозернистые граниты:</p> <p>а) с неравномернозернистой питерлитовой (петельчатой) структурой, с черным и серым кварцем, б) с гранитной структурой, с белым и дымчатым кварцем</p> |
|---|---|

Кроме того, по цветному компоненту нами выделены лейкократовые и меланократовые разновидности микроклиновых гранитов: биотитовые, биотит-амфиболовые, диаллаговые, пироксен- и оливинсодержащие рапакивидные граниты, граносиениты и сиениты.

Структурный признак является важнейшим как при выделении пород, содержащих занорышевые пегматиты, так и при выделении разновидностей

пегматитов, мало отличающихся от материнских пород по минералогическому составу. Различие во взаимоотношениях минералов в тех или иных разновидностях гранитоидов легко определяется даже макроскопически и позволяет установить новый петрографический критерий для поисков пегматитов.

Петрографическое описание оvoidных гранитов

Оvoidные граниты имеют зелено-серый (до черного), зелено-розовый, желтовато-белый и розово-красный цвет. Их фациальные разновидности отличаются размерами и распределением оvoidов в основной массе породы. Размеры оvoidов рапакиви 3—10 см и более, крупнооvoidных гранитов 1—3 см, мелкооvoidных гранитов 0,1—1,0 см (в среднем 0,4 см). Оvoidы иногда расположены редко, спорадически, а иногда вплотную примыкают друг к другу. В крупнооvoidных гранитах в среднем содержится около 30% оvoidов, в мелкооvoidных — от 30 до 50, реже до 80% (в питерлитовых разновидностях). Наряду с оvoidами встречаются крупные таблитчатые или сильно удлинённые порфириовидные кристаллы полевого шпата, внутри которых иногда проступают очертания зон оvoidальной формы с меняющимся составом полевого шпата, подчеркнутых тонкими включениями кварца или слюды на их границах.

В гранитах с питерлитовой структурой зерна полевого шпата, со слабо округленными очертаниями и почти таблитчатые, разделяются лишь цепочками кварцевых зерен. Граниты с небольшим содержанием оvoidов имеют гранитную, а иногда аплитовую структуру, на фоне которой выделяются редко расположенные, но крупные оvoidальные зерна полевого шпата. Встречаются также разновидности гранитов, в которых разница в размерах и форме порфириобластов и зерен преобладающей части породы незначительна. Такая порода имеет неяснопорфириовидную структуру. В других случаях образуется резко неравномернозернистая оvoidная структура типа гранит-порфира с гранулитовой основной массой.

В гранитоидах коростенского комплекса прослеживается постепенное развитие оvoidных структур на месте гипидиоморфнозернистых структур. Это позволяет выделить стадии в образовании оvoidов и в зависимости от них определить стадийность образования гранитов типа рапакиви.

Встречаются оvoidы нескольких типов:

1. Зерна и скопления зерен плагиоклаза от № 40 до № 20 (иногда с зональным изменением состава), окруженные микроклином и наружной альбит-олигоклазовой каймой (или несколькими каймами).

Такие оvoidы встречаются и в крупнозернистых рапакиви и в мелкозернистых оvoidных гранитах.

2. Зерна и скопления зерен микроклин-пертита (иногда с реликтами плагиоклаза), разделенные и окруженные каплевидными и жилкоподобными зернами кварца, образующими оvoidальные оторочки. Плагиоклазовая кайма отсутствует. Такая структура характерна и для крупнозернистых и для мелкозернистых чернокварцевых гранитов питерлитового типа.

3. Зерна калиевого полевого шпата, оvoidные, зазубренно-таблитчатые и округлые, пронизанные тонкими одновременно угасающими зернами кварца, которые образуют кружевовидные венцы, радиально расходящиеся от оvoidов. Основанием для таких оторочек часто служит узкая кайма олигоклаза (№ 18—27) или альбита (№ 5—10), окружающая калиевый полевой шпат. Оvoidы с кружевовидными оторочками в сочетании с пойкилопегматитовой структурой межовoidной массы пород образуют характерный облик гранофировых гранитов Волыни, относящихся к мелкооvoidной разновидности гранитов типа рапакиви.

Структурные особенности гранофировых гранитов и представляют собой петрографический поисковый признак на пьезокварц, поскольку мелкоовоидные гранофировые граниты вмещают продуктивные пегматитовые тела с кристаллами мориона.

При развитии овоидной структуры замещение плагиоклаза микроклином начинается по периферии одного или одновременно нескольких зерен, сохраняющих слабую концентрическую зональность, и сопровождается выделением идиоморфного кварца по краям намечающегося овоида.

При этом наблюдается определенная последовательность выделения минералов в гранитах.

1. Развитие микроклина по плагиоклазу овоидов с последующим образованием пертитов распада.

2. Развитие пертита с превращением его в ключевидный и пятнистый.

3. Прорастание ключевидного пертита калиевым полевым шпатом с одновременным выделением кварца и развитием пойкилопегматитовых и графических структур.

4. Появление новообразованных биотита, альбита, олигоклаза, сидерита, флюорита, кварца, гидрослюд.

Плагиоклаз в овоидных гранитах в количестве от 5 до 21% представлен: а) реликтами зерен с изменяющимся содержанием анортитовой составляющей — от 40 до 20%; б) каймами на границах зерен плагиоклаза и калиевого полевого шпата с содержанием от 5—10 до 18—27% анортитовой составляющей; в) свежими идиоморфными зернами олигоклаза (№ 20—26) в ассоциации с цветными минералами; г) пертитовыми вростками.

Калиевый полевой шпат представлен нерешетчатым или неясно решетчатым микроклином обычно пертитового строения (2 V изменяется в различных образцах от 62 до 72°). Содержание его в породе от 56 до 80%. Микроклин, развивающийся на месте плагиоклаза, переполнен волокнистыми, веретеновидными, ленточными пертитовыми вростками, которые ориентированы по спайности калиевого полевого шпата и имеют групповое угасание. Наблюдается появление жилковатого и ключевидного пертита и образование антипертита. Относительно более поздние выделения микроклина сопровождаются образованием микропегматита в форме письменных микроструктур. В гибридизированных гранитах изредка обнаруживаются ортоклаз и анортоклаз.

Кварц в овоидных гранитах коростенского комплекса всегда черный или дымчатый. Содержание его колеблется от 11 до 21%, а в некоторых лейкократовых разновидностях гранитов — до 66%. Кроме ксеноморфных зерен кварца, очень характерны каплевидные, крючковидные и клиновидные вытянутые зерна, более крупные вокруг овоидов и более мелкие в них самих. В полевых шпатах наблюдается также неравномерно рассеянное распределение мелких (0,01—0,2 мм) изометрично-округлых зерен кварца.

В ассоциации с цветными минералами встречаются небольшие участки мирмекитовых выделений кварца в кислом олигоклазе. У границы зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза наблюдаются мелкие пойкилопегматитовые выделения, переходящие в микропегматит.

Цветные компоненты размещаются между зернами полевого шпата, замещаясь последним, но биотит самой поздней генерации развивается после появления микроклина и микропегматита или одновременно с последними. Содержание цветных компонентов очень непостоянно — от 1—3 до 25—35%. Среди них различаются реликты замещенного оливина и пироксена, амфибол, биотит.

Оливин в количестве 1—2% встречается в наиболее гибридизированных гранитах. Он обрастает пироксеном и окаймляется роговой обманкой и биотитом. Оливин отличается высоким содержанием фаялитового компо-

нента (82—92%), $2V = -56^\circ$. Часто он нацело замещен серпентином, боулингом, иддингситом, частью грюнеритом.

Пироксен моноклинный ($2V = 62 - 64^\circ$) и реже ромбический типа гиперстена № 45 ($2V = -66^\circ$). В количестве 1—2% встречается в некоторых разновидностях гранитов в виде резорбированных зерен, замещаемых синевато-зеленым амфиболом. Пироксен типа диаллага является иногда одним из главных породообразующих минералов (до 10%) в диаллаговых гранитах, монцонитах и габбро-рапакиви.

Амфибол, количество которого в некоторых разновидностях гранитов достигает 3—5%, часто окружает и содержит в центральной части зерен псевдоморфозы иддингсита по оливину и резорбированные зерна пироксена, обнаруживая реликты офитовой структуры. Кроме того, образует скелетные резко ксеноморфные зерна с включением кварца, микроклина и акцессорных минералов. Бесцветный не плеохроирующий амфибол — грюнерит с $2V = -81^\circ$ и -83° — образует волокнистые пучки на границе зерен оливина или пироксена и кварца, переполненные кристаллами апатита, или слагает центральные части зерен буровато- и синевато-зеленой роговой обманки ($2V = -46^\circ$ и -37°). Резко плеохроирующая полущелочная роговая обманка развивается на границах зерен оливина, пироксена и полевого шпата, отличается малым $2V$ и низким двупреломлением. Амфибол находится во взаимном прорастании с биотитом и замещается биотитом, рудным минералом, эпидотом.

Биотит является главным и часто единственным цветным минералом овоидных гранитов и представлен, по меньшей мере, двумя генерациями. Биотит ранней генерации находится в ассоциации с другими цветными компонентами, замещает их и приурочен к межзерновым пространствам калиевого полевого шпата, как бы зажат между зернами последнего. Он представлен мелкими резорбированными чешуйками буровато-черного цвета ($Nm = 1,693$), иногда хлоритизированными, замещает роговую обманку, образует скелетные каемки на границах других фемических минералов с калиевым полевым шпатом и мелкие разорванные включения в последнем. Содержание такого биотита обычно не превышает 1—3%.

Зеленовато-черный ($Nm = 1,645 - 1,648$) и буровато-зеленый ($Nm = 1,657 - 1,695$) биотит образует крупные таблитчатые зерна с зазубренными краями и является более поздней генерацией, замещая наряду с микроклин-пертитом и кварцем все другие минералы. Значительное количество биотита (до 25—30%) содержат так называемые биотитовые граниты, в которых свежие крупные зерна биотита резорбируют микроклин и пластинчато переслаиваются с кварцем или развиваются на границах зерен кварца и микроклина. Развитие овоидных структур в гранитах сопровождается также резорбцией биотита кварцем и образованием на границе этих минералов флюорита. С появлением микропегматита и развитием вечно-гранофировых структур в овоидных гранитах связывается выделение крупных (до 1—1,5 см) идиоморфных кристаллов и гексагональных табличек биотита.

Акцессорные минералы в овоидных гранитах представлены цирконом и апатитом (в ассоциации с грюнеритом), в большом количестве флюоритом, зерна которого можно обнаружить иногда макроскопически, сфеном, касситеритом. Незначительна примесь ильменита, магнетита, титаномагнетита в ассоциации с группами цветных минералов.

Вторичные минералы приурочены к скоплениям цветных компонентов, которые в ассоциации с плагиоклазом сохранились в виде реликтовых участков измененной породы между овоидными зернами микроклина. Встречаются серицит, гидрослюда и эпидот-хлоритовые агрегаты в сочетании с магнетитом и ильменитом, стильпномелановые, хлорит-иддингситовые и серпентинитовые агрегаты, карбонат.

В целом оvoidные граниты представляют собой очень свежую, как бы «омоложенную» породу, не измененную процессами динамометаморфизма. Наиболее поздними и юными среди гранитоидов коростенского комплекса являются те граниты типа рапакиви, которые своим омоложением в значительной мере обязаны пегматитовому процессу, в результате которого при окончательном формировании гранитов создавались специфические пегматитовые структуры. Дальнейшее развитие пегматитового процесса привело к обособлению в материнских гранитах индивидуализированных пегматитовых тел.

Разновидности оvoidных гранитов с пегматитовой структурой

Среди гранитов, наиболее перспективных в отношении пегматитовых тел с пьезокварцем, выделены следующие разновидности, отличающиеся структурными особенностями: гранофировые, мирмекитовые, микропегматитовые и питерлитовые.

Гранофировые оvoidные граниты характеризуются радиальнолучистым разрастанием одновременно угасающих червеобразных и неправильно угловатых зерен кварца из одного центра или от каймы оvoidов в виде кружевовидных пойкилопегматитовых кайм с образованием смыкающихся кружевовидных венцов (венцовая, или венечная, структура гранофировых гранитов). Кроме калиевого полевого шпата, в строении породы принимает участие биотит (1—3%, реже до 10%) в виде очень свежих таблитчатых кристаллов размером до 0,5 см. Вблизи пегматитовых тел и вдоль зон перекристаллизации гранофировых оvoidных гранитов наблюдались зерна флюорита, топаза, литиевой слюды.

Мирмекитовые оvoidные граниты в целом имеют порфириовидную структуру, переходную от гипидиоморфно-разнозернистой (гранитной) к типично оvoidной. Порфириовидность обуславливается наличием не только оvoidов, но и крупных зерен калиевого полевого шпата с таблитчатым и столбчатым габитусом, а также олигоклазовой каймы по периферии и олигоклазовых колец внутри этих зерен. Для мирмекитовых гранитов характерно наличие реликтовых структур: остатков основного плагиоклаза в центре калиевополевошпатовых зерен, скоплений замещенных и резорбированных цветных минералов, оставшихся между зернами—оvoidами калиевого полевого шпата. В межоvoidной массе иногда наблюдается тонкая пойкилопегматитовая структура. Большая часть кварца находится в виде распыленных изометрично-округлых зерен (размером менее 0,1 мм), гаснущих группами. Самым характерным в структуре этих гранитов является появление мирмекита параллельно с развитием олигоклазовых кайм, внутренних колец и самостоятельных зерен. Под микроскопом видны типично пегматитовые структуры в олигоклазе и у границы его с зернами калиевого полевого шпата; значительное развитие этих структур и создает специфический облик таких пород.

Микропегматитовые оvoidные граниты отличаются письменной структурой и сравнительно редким развитием оvoidов. Наблюдается микрографическое повсеместное прорастание зерен породобразующего калиевого полевого шпата кварцем с однозначной ориентировкой угловатых ихтиоглиптов (в микроклине) и червеобразных мирмекитов (в кислом плагиоклазе). При дальнейшем развитии пегматитового процесса образуются многослойные скелетные ихтиоглипты кварца в виде своеобразных елочек, спиральных завитков и зональных крупных (до 0,4 см) «глазков» или «оvoidов» черного кварца (с. Закусилово).

Питерлитовые граниты отличаются тем, что оvoidальные и округло-угловатые зерна полевого шпата непосредственно смыкаются друг с

другом, а на стыках зерен калиевого полевого шпата развивается кварц в форме выпуклых, жилообразно огибающих зерна микроклина пластинчатых и каплевидных выделений, образующих как бы прокладки, кольца и цепочки на стыках зерен микроклина. На значительных участках породы эти выделения угасают одновременно. При большом содержании зерен кварца (35—40%) крупных размеров (0,2—0,5 мм) и наличии элементов огранения их наблюдается переход питерлитовых гранитов в пегматоидные граниты, довольно распространенные в Коростенском плутоне.

Овоидные граниты с пегматитовыми структурами, часто объединяемые под общим названием гранофировых или микропегматитовых мелкоовоидных гранитов, слагают до 30% площади развития гранитоидов коростенского комплекса.

Вблизи крупных пегматитовых тел наблюдается чередование пород специфического облика и состава:

1. Микропегматитовые гранит-порфиры, которые состоят из обломков катаклазированных минералов, сцементированных микропегматитом с графической структурой, и редких крупных порфировых выделений калиевого полевого шпата, иногда биотита и кислого плагиоклаза.

2. Пегматоидные биотит-олигоклазовые граниты с крупноидиоморфно-зернистой структурой и мелкими «гнездами» (до 1—3 см в поперечнике) перекристаллизации, в которых располагаются ограненные кристаллы калиевого полевого шпата, олигоклаза, карбоната, флюорита, зеленой слюды, кварца и т. д.

3. Питерлитовые кавернозные граниты, отличающиеся наличием каверн выщелачивания кварца и других минералов, ранее располагавшихся между зернами калиевого полевого шпата, вследствие чего порода местами имеет «губчатое» строение.

4. Окварцованные зеленые граниты типа рапакиви и габбро-рапакиви, полевые шпаты которых густо пронизаны «роями» скелетных и округлых зерен кварца.

5. Гранофировые (венечно-гранофировые) овоидные граниты с радиально-лучистым кружевовидным и звездчатым расположением пойкилопегматитовых и графических выделений кварца.

Сочетание этих пород свидетельствует о том, что в процессе формирования обособленных пегматитовых тел вмещающие их овоидные граниты претерпевали дальнейшие изменения и подвергались раздроблению, перекристаллизации, выщелачиванию, окварцеванию и т. д.

З а к л ю ч е н и е

Среди массивов рапакиви, залегающих в ассоциации с габбро-анортозитами и входящих в состав сложнодифференцированных интрузий, выделяются разновидности пород, перспективные в отношении пегматитов с пьезокварцем. К перспективным относятся мелкоовоидные граниты типа рапакиви с признаками гибридности, залегающие в эндоконтактных частях массивов основных пород и тяготеющие к крупным разломным структурам, служившим подводными каналами для магмы.

Среди мелкоовоидных гранитов типа рапакиви выделяются разновидности с гранофировой, мирмекитовой, микропегматитовой и питерлитовой структурой, которые объединены под общим названием пегматитовых овоидных гранитов.

В непосредственной близости от крупных пегматитовых тел появляются новые разновидности тех же гранитов: микропегматитовые гранит-порфиры, альбитизированные и биотитизированные пегматоидные граниты и окварцованные овоидные граниты с питерлитовой и венечно-гранофировой структу-

рой; специфическое сочетание их позволяет установить дополнительные поисковые признаки.

Приуроченность пегматитовых гранитов к зонам активного контактового взаимодействия кислой магмы с основными породами и связь формы, размеров, строения пегматитовых тел со степенью и характером проявления пегматитовых процессов в гранитах свидетельствуют о тесной взаимозависимости процессов становления интрузии и пегматитового процесса. Таким образом, развитие крупных хорошо дифференцированных пегматитовых тел с пьезокварцем рассматривается в их генетической связи с материнскими гранитами.

Следовательно, приуроченность пегматитов к определенной структурной разновидности гранитов типа рапакиви является не случайной и может служить новым поисковым критерием на пьезокварц.

ЛИТЕРАТУРА

1. Безбородько Н. И. Главные типы месторождений полевых шпатов Волини. Матер. совещ. по полевым шпатам. Изд. Геол. ком., 1948.
2. Заварицкий А. Н. Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, вып. 96, 1937.
3. Ивантишин М. Н., Клочков В. Т., Личак И. Л., Царовский И. Д., Чернышкова Л. П. Пьезокварцевые пегматиты Волини. Изд. АН УССР, 1957.
4. Лучицкий В. И., Лебедев П. И. Петрография Украины. Киев, 1934.
5. Лучицкий В. И., Семенко Н. П., Ткачук Л. Г., Усенко И. С. Украинский кристаллический массив. Изд. АН УССР, 1947.
6. Полканов А. А. Плутон габбро-лабрадоритов УССР. Изд. Лен. гос. ун-та, 1948.
7. Соболев В. С. Петрология восточной части сложного Коростенского плутона. Уч. зап. Львов. гос. ун-та, т. VI, серия геол., вып. 5, 1947.
8. Чернышкова Л. П. Геологические особенности пегматитов Волини, их морфология и внутреннее строение. Труды ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.

Л. Е. Ушверидзе

О ВОЗРАСТЕ АЛЯСКИТОВЫХ ГРАНИТОВ ЮЖНОЙ ЯКУТИИ И СВЯЗИ С НИМИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ЖИЛ

Геологические материалы, собранные нами в процессе съемочных и разведочных работ, проведенных на значительной площади Южной Якутии, и данные радиогеологии позволяют сделать вывод об архейском возрасте аляскитовых гранитов и генетической связи с ними хрусталеносных жил, имеющих практическое значение. Этого взгляда придерживаются многие геологи, однако есть немало противников его.

Общеизвестны и не вызывают споров приуроченность хрусталеносных жил к формации архейских кварцитов иенгрской серии и территориальное тяготение жильных полей к широко развитым на Алданском щите выходам аляскитовых гранитов. Кроме аляскитовых гранитов на Алданском щите известны и другие изверженные породы — гипабиссальные интрузии послепрогерского возраста (сиенит-порфиры, дациты, порфириты, гранитоиды) и единичные мелкие выходы протерозойских интрузий. В отдельных пунктах отмечена кварцевая минерализация в породах юры и кембрия, но чаще всего кварцевые жилы явно докембрийские и перекрываются отложениями верхнего структурного яруса.

Наложение последующих тектоно-магматических циклов на древний фундамент Алданского щита усложнило картину генетических взаимоотношений и их расшифровку.

Возрастное положение аляскитовых гранитов трактуется с разных позиций. Так, Г. Б. Митич [6] рассматривает аляскиты как протерозойские образования (имеются в виду секущие интрузии, с которыми связываются хрусталеносные жилы). Признавая неразрывную связь кварцевых жил с гранитами, он без достаточных обоснований относит образование аляскитов к протерозою.

Х а р а к т е р и с т и к а а л я с к и т о в ы х г р а н и т о в. Аляскитовые граниты — крупнокристаллические, большей частью красные, или розовые, массивные породы, тяготеющие к полям развития гранито-гнейсов. Последние являются наиболее древней, синтетектонической архейскому орогенезу, гранитной инъекцией, интенсивно гранитизировавшей и в значительной степени ассимилировавшей пара-породы архея. Аляскитовые граниты образовались во вторую фазу интрузивной деятельности того же магматического очага и внедрились в заключительную стадию цикла. Это произошло уже после регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Если гранито-гнейсы носят четко выраженный межформационный, пластовый характер, то аляскитовые граниты — явно секущие тела, хотя следует особо подчеркнуть, что в ряде случаев аляскиты дают боковые отщепления, следующие напластованию вмещающих пород.

Сам термин «аляскитовый гранит» в применении к рассматриваемым гранитам не всегда строго соответствует теоретическим представлениям об аляскитах как о породе. Но на Алдане аляскитовыми гранитами принято называть определенную формацию интрузий щита, что очень удобно. Среди Алданских аляскитов наблюдаются различия, химический состав которых меняется в широких пределах, что связано с гибридным. Обычно такие различия имеют локальное значение и от них прослеживается постепенный переход к «чистым» гранитам. Загрязнение чаще отмечается близ контактов с основными гнейсами и мощными горизонтами гранатовых пород. В этих случаях могут возникать гранатые, роговообманковые, пироксеновые и другие граниты.

Аляскитовые граниты имеют нередко облик гранит-пегматитов и ортотектитов и сопровождаются большим количеством пегматитовых жил, среди которых выделяются жильные, дайковые и неправильные тела; нередко наблюдаются дифференцированные пегматиты с блоковым распределением компонентов. Часто аляскитовые граниты содержат монацит, иногда — флюорит. В пегматитах наблюдаются скопления турмалина, биотита и магнетита.

В табл. 1 приведены анализы образцов аляскитовых гранитов района ключа Окурдан.

Таблица 1

Образец № 248			Образец № 64		
Окислы	Вес. %	Молек. колич.	Окислы	Вес. %	Молек. колич.
SiO ₂	68,74	1174	SiO ₂	70,15	1168
TiO ₂	0,39	5	TiO ₂	0,22	3
Al ₂ O ₃	15,02	147	Al ₂ O ₃	14,46	142
Fe ₂ O ₃	1,29	8	Fe ₂ O ₃	2,25	14
FeO	1,43	19	FeO	1,14	16
MnO	Следы	—	MnO	Следы	—
MgO	1,42	35	MgO	0,43	10
CaO	1,67	30	CaO	1,05	19
Na ₂ O	2,39	39	Na ₂ O	3,13	50
K ₂ O	6,92	73	K ₂ O	6,43	68
P ₂ O ₅	0,16	1	H ₂ O ⁺	0,67	—
H ₂ O ⁺	0,76	—	H ₂ O ⁻	0,07	—
H ₂ O ⁻	0,03	—			

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Номер образца	S	a	c	b	Q	a/c	a'	m'	f'	n	t	φ
248	77,5	15,1	2,0	5,4	22,8	7,5	12,5	43,75	43,75	34	0,4	20
64	78,6	15,8	1,3	4,3	24,3	12	15,6	15,6	68,8	42,3	0,2	44

Как видно из табл. 1, аляскитовые граниты пересыщены глиноземом; калий в них преобладает над натрием. В ряде случаев они имеют нормальный состав. Основные породообразующие минералы аляскитовых гранитов: калиевый полевой шпат (микроклин-пертит) 50—60%, плагиоклаз (олигоклаз, альбит) 15—20%, кварц 20—30%, биотит — около 3%. Аксессуары: циркон, монацит, рудный минерал, апатит, спорадические примеси (в зависимости от состава вмещающих пород).

Возраст гранитов по данным геологии. Аляскитовые граниты развиты повсеместно в пределах обнажающейся древней части Алданского щита, сложенной архейскими метаморфическими породами.

В зоне протерозойской складчатости (древнестановая область), окаймляющей щит с юга, они либо переработаны протерозойской тектоникой, либо вообще отсутствовали (в пределах слабо измененных блоков архейских пород при наличии гранито-гнейсов возможны находки аляскитов). В краевой части Алданского щита близ ключа Окурдан аляскиты частично подверглись диафторезу (катаклазированы и содержат большое количество вторичных минералов), а дальше в северном направлении они приобретают нормальный облик. Площадной диафторез, видимо, является результатом протерозойского тектоно-магматического цикла. В базальных конгломератах кембрия не раз отмечалась галька аляскитов. Установлена близость химического состава заведомо архейских гранито-гнейсов «чистого» состава с аляскитами [4, 5] и их самая тесная пространственная связь, что позволило рассматривать гранито-гнейсы и аляскиты как образования единой фазы интрузии. Однако секущий характер аляскитов заставляет сейчас большинство исследователей рассматривать их как более поздние образования второй фазы той же интрузии, что согласуется с нашими наблюдениями. Так как аляскиты и гранито-гнейсы — производные одного магматического очага, то естественно их химическое родство.

В пределах Алданского щита отмечалось пересечение диабазов аляскиновыми гранитами и обратные соотношения. Объясняется это явление скорее всего наличием разновозрастных даек диабаза. По внешнему облику древние диабазы весьма трудно отличить от молодых. Диабазы, которые пересекаются аляскиновыми гранитами, внедрились в период между инъекцией гранито-гнейсов и аляскиновыми гранитами в отрезок времени, последовавший за основной орогенической фазой, в которую сформировались архейские структуры, или в период ее затухания. Это время характеризовалось значительной жесткостью фундамента, появлением мелких и крупных расколов («растрескивание»), образованием метасоматических жил, связанных с продвижением фронта базификации [3].

Сразу за диабазами внедрились аляскиновые граниты; сопровождавшие их пегматитовые и кварцевые жилы использовали одни и те же локальные зоны трещиноватости, наиболее интенсивно развившиеся в жестких породах типа кварцитов. Не исключено, что в этот заключительный этап архейского цикла происходил завершающий, значительно более слабый по сравнению с основным орогенезом, процесс местного складкообразования. Внедрение более молодых диабазовых даек относится к протерозою и мезозою.

Данные радиогеологии. Определение абсолютного возраста было проведено на следующих образцах: гранит-пегматит с горы Красной (обр. 1-А), пегматит из крупной жильной зоны ключа Сон-Тиит (обр. 3), флогопит из месторождения слюды Белый Отрог (обр. 4). Флогопит имеет метасоматическое происхождение, связанное с воздействием аляскиновых гранитов на амфибол-пироксеновые гнейсы. Измерения производились калий-аргоновым методом в лабораториях абсолютного возраста ВСЕГЕИ — Г. И. Полевой (табл. 2) и КАЗИМС (Казахстан) — Т. П. Семеновой (табл. 3).

Определение возраста по слюде калий-аргоновым методом, как отмечают А. А. Полканов и Э. К. Герлинг [7], наиболее надежно и дает хорошие совпадения со свинцовым методом.

Таблица 2

Номер образца	Минерал. порода	К, %	Ar ₄₀ /K ₄₀	Возраст в млн. лет
3	Пегматит с мусковитом	7,6	0,174	1846
4	Флогопит (метасоматический)	8,04	0,186	1925

В табл. 4 для сравнения приведены результаты определения абсолютного возраста гранито-гнейсов, аляскитовых гранитов и пегматитов свинцовым методом по монациту, предоставленные нам Г. Т. Кравченко.

Таблица 3

Номер образца	Минерал, порода	Возраст в млн. лет
4	Флогопит (метасоматический)	1770
1—А	Гранит-пегматит с биотитом	1752 ± 20

Таким образом, порядок цифр, полученных при определении абсолютного возраста аляскитовых гранитов и пегматитов калий-аргоновым и свинцовым методами, один и тот же — в пределах 1800—1925 млн. лет. Несколько более «молодые» показатели возраста были получены в

КАЗИМС; по-видимому, следует отнестись к этим цифрам осторожно, так как одна и та же контрольная порода (обр. 4) по данным ВСЕГЕИ имеет возраст 1925 млн. лет, а по данным КАЗИМС — 1770.

Таблица 4

Порода	$\frac{U}{Th}$	$\frac{Pb}{Th}$	Возраст в млн. лет
Гранито-гнейсы (четыре определения)	0,09—0,06	0,11—0,10	1920—1880
Лейкократовые биотитовые аляскиты (три определения)	0,08—0,07	0,10	1834—1800
Пегматиты (четыре определения)	0,10—0,05	0,10—0,09	1800—1705
			1830 ± 190

Более достоверным следует считать цифру, приводимую Н. И. Полевой, А. А. Полканов и Э. К. Герлинг [7] указывают: «...из разных величин возраста, определенного К—Аг методом, одновозрастных слюд слюды с наибольшим отношением $Ag_{40} : K_{40}$ наиболее приближаются к их истинному абсолютному возрасту». Если внести поправку в 155 млн. лет, соответствующую расхождению цифр по образцу 4, в определение образца 1-А, то возраст гранит-пегматита следует увеличить до 1907 млн. лет, что почти полностью соответствует данным, приводимым в табл. 2 и 4.

В статье «Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР за 1960 г.» [2] граница архея и протерозоя принимается в 1800—1900 млн. лет. Сопоставив эти цифры с нашими и учитывая геологическую обстановку, считаем достаточно обоснованным верхнеархейский возраст аляскитовых гранитов, внедрившихся в период, близкий к границе архея и протерозоя.

В связи с тем, что верхнеархейский возраст аляскитовых гранитов можно считать доказанным, следует критически отнестись к указанию [6] о пересечении протерозойских отложений аляскитовыми гранитами в районе рр. Чуги и Ярогу. В этих районах различными исследователями отмечено значительное разнообразие изверженных пород, наблюдаются, например, кварцевые сиениты и эгириновые граниты, не характерные для архейского цикла. Вполне вероятно, что образование гранитоидов, внешне напоминающих архейские аляскиты, относится к более молодому магматизму (протерозойскому или послеюрскому). Утверждать, что гранитоиды, пересекающие протерозойские (а возможно и синийские?) отложения, иден-

тичны аляскитам, развитым в пределах хрусталеносных полей, при отсутствии их химических анализов и определения абсолютного возраста, нет оснований.

Несомненно архейский возраст секущих аляскитов и их пегматитов подтверждают также данные В. И. Бергера [1] — 2100 млн. лет.

Связь кварцевых жил с аляскитами. Очень важным и до сих пор спорным является вопрос о генетической связи кварцевых хрусталеносных жил Южной Якутии с аляскистыми гранитами. Однако в настоящее время уже имеются данные, позволяющие тесно связывать хрусталеносные жилы с аляскитами и, следовательно, считать их верхнеархейскими образованиями.

Кварцевые жилы, связанные с аляскитами архейского возраста, отличаются от жил, относящихся к другим возрастным циклам, рядом структурно-морфологических, химических, температурных признаков.

Кварцевые жилы, развитые на Алданском щите и в сопредельных областях, можно разделить на следующие основные комплексы — группы:

I. Жилы, развитые в пределах жильных полей, тяготеющих к архейским аляскистым гранитам:

а) жилы типа силекситов и пневматолитовые кварцевые жилы. Характеризуются небольшими размерами, массивным строением кварца. Нехрусталеносны, безрудны;

б) жилы с молочно-белым шестоватым кварцем, гидротермальные, практически мономинеральные. Хрусталеносны, безрудны (иногда присутствует гематит).

II. Жилы, развитые в зоне древнестановой орогении. Жильный кварц массивный, сливной, иногда сахаровидный, молочно-белый или полупрозрачный, иногда в сочетании с карбонатом. Жилы гидротермальные, в какой-то степени рудоносны (сульфиды, полиметаллы, золото), хрусталеносность ничтожна. Установлена четкая пространственная связь этих жил со светлыми биотитовыми протерозойскими гранитами.

III. Жилы, развитые в районе г. Алдан. Жильный кварц массивный или мелкошестоватый, серовато-белый, золотиносный, нередко в сочетании с баритом или карбонатом. Практическое значение хрусталеносности пока не выяснено. Жилы наблюдаются вблизи мезозойских гипабиссальных интрузий.

Практический интерес представляют жилы I группы (подгруппа «б»). На глубине жильные тела этой группы обычно выклиниваются по достижении сплошного развития гранитов. На горе Красной наблюдалась зона дробления с кварц-полевошпат-эпидотовой породой, являющейся как бы связующим звеном между глубинными участками интрузий и мономинеральными кварцевыми жилами верхней части зоны. Для выяснения абсолютного возраста в кварцевых жилах были проведены определения абсолютного возраста серицита, являющегося гидротермальным новообразованием. Анализировалось два образца: № 80 — из жильной зоны ключа Сон-Тиит и № 134/21 — из зоны, расположенной в южной части Алданского щита (табл. 5).

Как видно из данных табл. 5, цифра 1805 млн. лет соизмерима возрасту аляскитовых гранитов, тогда как другое измерение значительно отличается. Геологическая об-

Таблица 5

Минерал	K %	Ar ₄₀ /K ₄₀	Возраст в млн. лет
Серицит с каолином из жильной зоны (обр. 80)	7,66	0,115	1400
Тонкочешуйчатый серицит с гидротермальным кварцем ¹ (обр. 134/21)	7,00	0,168	1805

¹ Образец И. Н. Алмазова и А. П. Туринге.

становка в обоих случаях сходна: комплекс пород представлен архейскими кварцитами, аляскитовыми гранитами и хрусталеносными жилами I группы (б). Двух определений еще мало для окончательных суждений, но определенные выводы напрашиваются уже сейчас. Возраст 1805 млн. лет хорошо совпадает с приведенными выше цифрами для аляскитовых гранитов архея. Чем же можно объяснить значительно более молодой возраст образца № 80? Вполне допустимо наложение на сформировавшуюся жильную зону более поздних геологических процессов, вызвавших потерю Ar. Зона, из которой взят этот образец, характеризуется весьма обильным развитием каолина и серицита и рядом пострудных дифференциальных подвижек. Очевидно, древняя зона дробления (довольно мощная), будучи ослабленным участком, испытала влияние повторных тектонических напряжений в протерозойское время. Слюда при этом могла перекристаллизоваться. Как отмечают А. А. Полканов и Э. К. Герлинг [7], «различные наложенные геологические процессы, сопровождающиеся повышением температуры и перекристаллизацией слюды, вследствие кинематики или явлений метасоматоза могут вызвать потерю аргона». Это приводит к некоторому «омоложению» породы.

Хотя влияние вторичных воздействий еще не может считаться вполне выясненным, сама эта возможность, безусловно, должна учитываться при интерпретации возрастных соотношений.

Следы влияния более поздних процессов на кварцевые жилы I группы (б) (частичный динамический диафторез) отмечены нами в краевой зоне щита близ ключа Окурдан.

В ы в о д ы

1. Образование секущих массивных красных аляскитовых гранитов, развитых на Алданском щите, связано со второй фазой гранитной интрузии. Время внедрения относится к заключительному этапу архейского тектономагматического цикла близ границы с протерозоем.

2. Абсолютный возраст этих гранитов колеблется в пределах 1800—2100 млн. лет.

3. Величины возраста, определенные калий-аргоновым методом, совпадают с цифрами, полученными свинцовым методом.

4. В пределах Алданского щита и сопредельных областях развиты три комплекса разновозрастных жил: архейские, протерозойские и послелюрские. Наибольший интерес представляют архейские хрусталеносные жилы.

5. Хрусталеносные жилы Алдана имеют тесную генетическую связь с верхнеархейскими аляскитовыми гранитами.

Опираясь на указание А. А. Полканова и Э. К. Герлинга [7], что «возраст гидротермальных слюд жильных зон в отдельных случаях может быть искаженным в сторону омоложения, в результате воздействия наложенных процессов», обращаем внимание на возможность скачков в показаниях абсолютного возраста для жил одного и того же комплекса. Наиболее отвечающим времени формирования жильных тел будет максимальный из ряда определений возраст. Необходим хорошо продуманный, строгий подход к отбору материала для анализа и его интерпретации.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Бергер В. И. Некоторые данные о структуре и морфологии трубообразных тел. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 37. Неметаллические полезные ископаемые, 1960.

2. Геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении по данным лабораторий СССР на 1960 г. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 10, 1960.

3. Дзевановский Ю. К. и Судовников Н. Г. Докембрий Алданского щита и хребта Станового. Международный геологический конгресс, XXI сессия. Доклады советских геологов. Стратиграфия и корреляция докембрия. Изд. АН СССР, 1960.

4. Коржинский Д. С. Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. Стратиграфия СССР. т. 1, 1939.

5. Лазько Е. М. Геологическое строение западной части Алданского кристаллического массива. Изд. Львов. гос. ун-та, 1956.

6. Митич Г. Б. К вопросу о возрасте аляскитов Алдана. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.

7. Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Применение К — Аг и Rb—Sr методов для определения возраста пород докембрия Балтийского щита. Тр. Лаборатории геологии докембрия, вып. 9, 1960.

С. А. Лясик

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ РОССЫПЕЙ НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Геологические предпосылки поисков коренных месторождений горного хрусталя достаточно подробно освещены в работах Р. В. Нифонтова [9], А. С. Гудкова и М. Д. Бритаева [6], М. М. Хотенок [14] и др., в то время как вопрос о хрусталеносных россыпях Южного Урала находится в начальной стадии изучения [1, 2]. Одной из причин этого является несовпадение мнений о генезисе хрусталеносных россыпей на восточном склоне Южного Урала. В опубликованных работах одни и те же ценные в практическом отношении хрусталеносные россыпи рассматриваются как элювиальные и элювиально-делювиальные [1], делювиальные [2], пролювиальные [8] или делювиально-аллювиальные [1, 6, 7, 9]. Большинство исследователей связывает хрусталеносные россыпи с древними (третичными) линейно-вытянутыми логами, развитыми на размытой поверхности коры выветривания палеозоя. Приуроченность хрусталеносных россыпей к определенным элементам погребенного рельефа, несомненно, обусловлена тем, что «... россыпи обязаны своим происхождением именно тем процессам, которые являются основными и для выработки рельефа» [3]. Признавая наличие элювиальных, делювиальных и пролювиальных россыпей, следует отметить, что почти все эти генетические разновидности являются образованиями промежуточных этапов, необходимых для формирования наиболее типичных для восточного склона Южного Урала делювиально-аллювиального типа россыпей.

Основными факторами, контролирующими размещение россыпных проявлений горного хрусталя, являются его химические и физические свойства, связь с коренными месторождениями и корой выветривания, а также приуроченность к отрицательным формам рельефа.

Химические и физические свойства горного хрусталя

Характерной чертой горного хрусталя является стойкость к химическому выветриванию в зоне гипергенеза. С кислотами он не реагирует, за исключением HF, и очень слабо поддается растворению в щелочах. При воздействии этих реагентов незначительной концентрации в природных условиях горный хрусталь практически не изменяется и не теряет своих свойств. Таким образом, он химически устойчив, поэтому хорошо сохраняется и может концентрироваться в россыпях.

Горный хрусталь не образует резко выраженных продуктивных горизонтов, так как имеет небольшой удельный вес (2,65), совпадающий с удельным весом жильного кварца (2,5—2,8), который всегда его сопровождает.

В делювиально-аллювиальных россыпях Южного Урала горный хрусталь сконцентрирован в нижней части рыхлых третичных отложений, залегающих на размытой коре выветривания палеозоя. Содержание горного хрусталя здесь иногда достигает 40—50%, что указывает на имевшую место «сортировку» при формировании продуктивного слоя. Основной причиной такой сортировки является резко различная хрупкость горного хрусталя и жильного кварца, а следовательно, неодинаковая реакция их на механические воздействия, которые наиболее полно проявляются в водном потоке, содержащем значительное количество обломочного кварцевого материала, и наименее полно — в элювиальную стадию образования россыпей.

Вовлеченный в поток обломочный кварцевый материал перемещался по дну древнего лога и откладывался весьма неравномерно. Обломки и глыбы жильного кварца вследствие неоднородности и наличия многочисленных трещин испытывали неоднократное дробление в результате сталкивания друг с другом и под воздействием перемещаемой массы обломочного материала. В конечном счете они дробились и разносились по дну лога или выносились за его пределы. Следует предполагать, что значительная часть обломков жильного кварца в тальвегах логов, где скорость потоков была наибольшей, подвергалась более интенсивному дроблению, чем вблизи их бортов. Об этом свидетельствует повышенное содержание песчаных прослоев в тальвежных участках.

Одновременно с жильным кварцем испытывали перемещение и кристаллы горного хрусталя, которые, несмотря на свою хрупкость, под воздействием водного потока не разрушались полностью, а подвергались естественному обогащению: дефектные части, содержащие трещинки, включения и т. д. от кристаллов откалывались, а наиболее высокосортные монокристалльные участки сохранялись.

О возможностях сохранения кристаллов горного хрусталя при значительных скоростях потоков свидетельствуют данные, полученные в результате применения гидромеханизации на пьезокварцевых месторождениях. Так, в статье Б. П. Степуренко [12] приводятся сведения о размыве глин с кристаллами горного хрусталя гидромонитором, установленным в 10—12 м от размываемой породы и имевшим напор воды у насадки 5,0—5,5 ат. Установлено, что при таких условиях кристаллы не раскалываются и в них не образуются трещины. Кроме того, наблюдения показали, что кристаллы сохраняются от разрушения и в случае размыва на вашгерде, при удалении гидромонитора от последнего всего на 4 м и напоре воды у насадки 3 ат. Условия для сохранения кристаллов на вашгерде при размыве гораздо хуже, чем при размыве отвалов, так как на вашгерде кристаллы вместе с обломками жильного кварца отмыты от предохраняющей их глинистой массы. Однако при анализе ряда отмытых проб выяснилось, что только 3—5% полученного кристаллосырья имеют свежие сколы, причем главным образом это низкосортные кристаллы. В то же время среди обломков жильного кварца зафиксировано значительное количество свежераздробленных.

Таким образом, наличие кратковременных быстрых водных потоков, способствующих механическому взаимодействию между обломочным кварцевым материалом, создает условия для эффективного естественного обогащения кристаллов горного хрусталя. Кратковременность потоков является необходимым условием для образования хрусталеносных россыпей. При постоянном водном потоке кристаллы горного хрусталя будут выноситься за пределы древнего лога. Попадая в водный поток, характеризуемый постоянным более или менее равномерным движением и сравнительно

небольшой скоростью, обломки горного хрусталя могут переноситься на дальние расстояния благодаря повышенной устойчивости их к истиранию и значительной твердости.

Связь россыпей горного хрусталя с коренными месторождениями

Формирование россыпей горного хрусталя на Южном Урале происходит главным образом за счет разрушения хрусталеносных кварцевых жил. Хрусталеносные кварцево-полевошпатовые жилы и пегматиты встречаются здесь весьма редко, что может свидетельствовать о незначительной роли их в образовании россыпей.

В отличие от россыпей, источником которых являются аксессуарные или породообразующие минералы, хрусталеносные россыпи образуются исключительно за счет разрушившихся жильных тел, содержащих гнезда с горным хрусталем. По количеству горного хрусталя отдельные гнезда могут превосходить целые хрусталеносные россыпи, в которых, кроме того, имеет место рассеяние кристаллосырья.

Исходя из своеобразия залегания горного хрусталя в коренных источниках, рассмотрим возможные способы его концентрации в различные стадии образования россыпей.

Элювиальная стадия. При разрушении хрусталеносных коренных объектов, особенно интенсивном в условиях химического выветривания, происходило образование россыпей, залегающих на месте разрушаемого источника. При попадании хрусталеносной кварцевой жилы в область денудационного среза верхняя часть ее разрушалась, а хрусталеносное гнездо обнажалось, превращаясь в элювиальную россыпь, концентрация кристаллосырья в которой, естественно, соответствовала концентрации горного хрусталя в коренном источнике. Однако благоприятных условий для сохранения элювиальных россыпей на Южном Урале в период их интенсивного формирования не было в связи с приуроченностью жильных полей к участкам довольно расчлененного рельефа. Подобные (остаточные) россыпи известны на Украине, где они формировались одновременно с образованием коры выветривания каолинового типа и сохранились до настоящего времени [15].

Делювиальная стадия. В связи с тем, что понятие «делювий» не всегда трактуется одинаково, следует оговориться, что этот термин будет применяться нами для отложений, залегающих на склонах и перемещающихся по ним под влиянием гравитационных факторов или путем смыва водами. Делювий, достигший базиса денудации и более не перемещающийся под влиянием указанных факторов, представляет собой коллювий.

При залегании хрусталеносных кварцевых жил на склонах образующиеся элювиальные россыпи переходят в делювиальные. Перемещение кристаллосырья из элювия по склону сопровождается его смешением с обломочным материалом из разрушающихся по соседству нехрусталеносных кварцевых жил. Этому благоприятствует близость удельных весов перемещаемого обломочного материала и слабое проявление факторов, способствующих естественному обогащению кристаллосырья. Вследствие этого достигшие подножия склона кристаллы горного хрусталя обычно перемещаются с обломками жильного кварца и образуют коллювиальную россыпь, промышленное значение которой полностью зависит от близости расположенных выше по склону богатых коренных объектов.

Аллювиальная стадия. Наибольшее значение для образования хрусталеносных россыпей Южного Урала имело отложение кристаллов горного хрусталя русловыми водными потоками. В эту стадию были сформированы следующие типы россыпей [7]:

1. Делювиально-аллювиальные (своеобразные распадковые).

2. Проллювиальные (конусы выноса).

3. Собственно аллювиальные.

Эти россыпи резко отличаются друг от друга характером распределения горного хрусталя.

Делювиально-аллювиальные (своеобразные распадковые) россыпи наиболее широко развиты на восточном склоне Южного Урала и являются наиболее интересными. Они приурочены к своеобразным распадковым древним логом, образующим типичную овражную сеть. Для древних логов характерны крутой продольный профиль, небольшие размеры (отношение ширины к длине колеблется в среднем от 1 : 2 до 1 : 10) и весьма незначительная площадь водосбора. Благодаря этим особенностям циркулировавшие по дну лога водные потоки носили временный характер и обладали сравнительно большой скоростью.

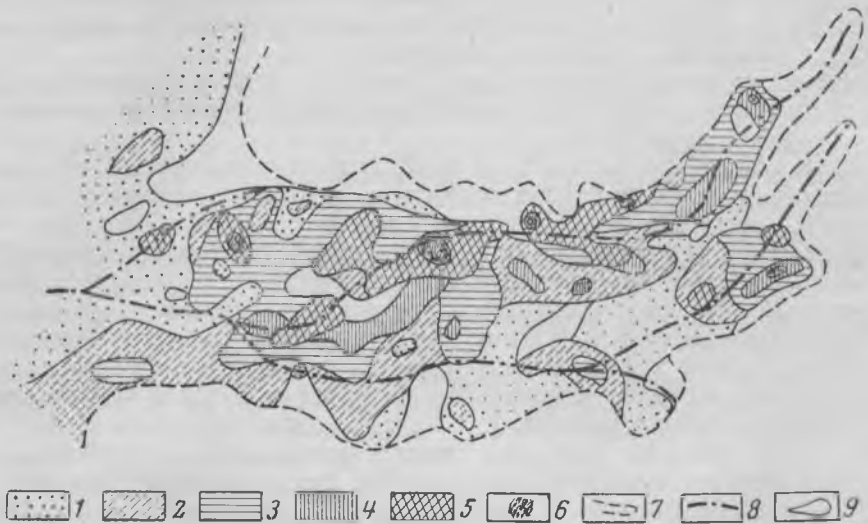


Рис. 1. Распределение кристаллов горного хрусталя в пределах древнего лога
1, 2, 3, 4, 5, 6 — различные содержания горного хрусталя в россыпи; 7 — контуры древнего лога;
8 — пониженные участки древнего лога; 9 — участки, лишенные горного хрусталя

Основной чертой делювиально-аллювиального типа россыпей является наличие в их составе обработанного проточной водой делювиального материала.

Попадавший в сферу деятельности временных водных потоков кварцевый коллювий подвергался усиленной механической обработке, в результате которой жильный кварц дробился и частично выносился вместе с размытыми продуктами каолиновой коры выветривания, а горный хрусталь подвергался естественному обогащению и постепенно накапливался в тальвеге лога вместе с неполностью разрушенными обломками жильного кварца. При такой механической сортировке наиболее насыщенными кристаллосырьем были участки лога, в пределах которых водный поток обладал достаточной скоростью и мог обеспечить наиболее эффективное разрушение жильного кварца. Такими участками несомненно являлись тальвеги логов, где скорость водного потока была наибольшей (рис. 1). По характеру распределения кристаллов горного хрусталя в сформированных таким образом россыпях (наличие богатой струи, разделенной на ряд отдельных участков; наличие побочных промышленных участков, соединенных или отделенных от основной струи, и т.д.) последние можно отнести к категории непостоянных или гнездовых [3].

В связи с небольшой длиной древних логов и незначительной площадью водосбора попадание кварцевого материала в древние лога происходило при разрушении хрусталеносных коренных объектов, располагающихся в бортах или в верховьях этих логов. Следовательно, для образования делювиально-аллювиальных хрусталеносных россыпей требуется непосредственная близость коренных источников.

Пролувиальные россыпи представляют собой конусы выноса в устьевых частях древних логов, впадающих, как правило, в более крупные депрессии, обуславливающие положение базиса эрозии для этих логов. Когда водный поток достигает устья древнего лога, располагающегося в пределах его базиса эрозии, то он распадается на многочисленные рукава с резко уменьшающейся живой силой течения. Здесь происходит отложение вынесенного из древнего лога песчано-глинистого (реже обломочного) материала. Несмотря на определенную закономерность в отложении этого материала (обломочный материал откладывается на уровне базиса эрозии, а песчано-глинистый относится на некоторое расстояние), механической сортировки жильного кварца и горного хрусталя не наблюдается. Это связано с совместным накоплением жильного кварца и горного хрусталя вследствие уменьшения живой силы потока, причем основной фактор дифференциации — естественное обогащение — здесь проявляется весьма слабо. Небольшое количество горного хрусталя, разубоженного жильным кварцем, обуславливает низкие содержания кристаллосырья в подобных пролувиальных россыпях (см. рис. 1).

Собственно аллювиальные (речные) россыпи горного хрусталя на восточном склоне Южного Урала неизвестны и поисками их специально никогда не занимались. При обработке ряда золотоносных аллювиальных россыпей старателями попутно извлекалась галька горного хрусталя [5].

Как отмечалось выше, при попадании в постоянный водный поток кристаллы рассеиваются вдоль русла реки. В аллювиальных россыпях встречалась высококачественная галька горного хрусталя (Средний Урал), однако промышленных концентраций этого минерала в речных отложениях не происходит, содержание его в аллювиальных отложениях крайне неравномерно и распределение в галечниковых горизонтах в основном случайно [13]. Если в делювиально-аллювиальных (распадковых) россыпях кристаллы располагаются вблизи друг от друга, то в собственно аллювиальных расстоянии между ними может достигать нескольких десятков, сотен метров и более. По таким эпизодическим находкам в речном аллювии установить связь горного хрусталя с коренными источниками и судить об удаленности последних невозможно.

Связь россыпей горного хрусталя с корой выветривания

Россыпные проявления горного хрусталя на восточном склоне Южного Урала приурочены к районам развития коры выветривания палеозойских пород, которая является плотиком россыпей. Кора выветривания имеет каолиновый состав [1, 2], мощность ее колеблется от нескольких десятков метров до 250 м.

При каолиновом выветривании полевошпатовых пород все породообразующие минералы, кроме кварца, разрушались. При размыве такой коры выветривания отлагались кварцевый, кварцитовый и кремневый обломочный материал и каолиновые глины [10], т. е. образовывались отложения, типичные для хрусталеносных россыпей. Таким образом, каолиновая кора выветривания в районе хрусталеносных жильных полей благоприятствовала высвобождению кристаллов горного хрусталя при денудационных процессах, и разубоживание их происходило только сохранившимся при каолиновом выветривании жильным кварцем.

В соответствии со спецификой аккумуляции горного хрусталя в делювиально-элювиальных россыпях особое значение приобретает быстрота высвобождения его из коренных источников, быстрота отложения и быстрота погребения.

Быстрота высвобождения кристаллов обеспечивалась легкой разрушаемостью каолиновой коры выветривания. При отсутствии коры выветривания горный хрусталь высвобождался из жил, залегающих в свежих породах, крайне медленно и лишь благодаря своеобразным условиям залегания (в виде скоплений в гнездах) мог образовывать небольшие скопления в верховьях мелких горных речек с непостоянным водотоком (Средний Урал). Быстрому отложению кристаллов способствовало наличие в непосредственной близости от хрусталеносных жил отрицательных форм рельефа сформировавшихся почти одновременно с разрушением коренного источника.

Существенную роль играет наличие коры выветривания в сохранении образовавшихся хрусталеносных россыпей от последующего размыва. Дело в том, что кора выветривания является наиболее легко размываемым материалом и при ослаблении эрозионной деятельности временных водных потоков, формирующих продуктивный слой россыпи, продолжает размываться, что способствует погребению отложенных кристаллов горного хрусталя в древних логах.

Формированию древних логов на Южном Урале предшествовал ряд геологических процессов: наложение каолинового выветривания палеозойских пород, протекавшее в олигоцене, в конце которого произошло поднятие восточного склона Южного Урала [10]; понижение базиса эрозии, способствовавшее возникновению отрицательных форм рельефа, которые в основном явились аккумуляторами кристаллосырья. В соответствии с расположением этих форм рельефа по отношению к хрусталеносным жильным полям образовывались россыпи горного хрусталя. На рис. 2 видно, что хрусталеносными являются лога, сформированные в непосредственной близости от хрусталеносных жил, а в пределах одного лога верховье является нехрусталеносным, так как оно расположено в коре выветривания ультраосновных пород, в которых хрусталеносные жилы отсутствуют.

Связь россыпей горного хрусталя с отрицательными формами рельефа

Хрусталеносные россыпи Южного Урала располагаются обычно вблизи нижнетретичных и мезозойских депрессий. Такая приуроченность не является случайной и причину ее следует искать в геоморфологическом строении района россыпных месторождений. Как уже отмечалось, наиболее богатые хрусталеносные россыпи всегда выполняют древние лога, которые образуют нередко сложную ветвистую систему, весьма характерную для овражного рельефа. Поверхность коры выветривания палеозойских пород расчленяется логами на небольшие водораздельные участки, иногда изолированные друг от друга в результате перепиливания водоразделов логами соседних систем.

Горизонтальная расчлененность площади россыпных месторождений настолько велика, что ее можно параллелизовать с густотой современной овражно-балочной сети отдельных районов. По данным С. И. Сильвестрова [11], горизонтальная расчлененность площади водосбора измеряется густотой гидрографической сети, выражающей отношение длины овражной сети в километрах к ее водосборной площади в квадратных километрах. Для районов с густой овражно-балочной сетью коэффициент горизонтальной расчлененности равен примерно 3—4 км/км² [11]. Замеры для ряда россыпных проявлений показали, что отношение длины логов (с учетом боковых при-

токов) к их водосборной площади колеблется от 2 до 4. Густое расположение логов в районах хрусталеносных россыпей обусловило их сравнительно небольшие размеры.

Лога представляют собой вытянутые в длину понижения с довольно крутым наклоном несколько уплощенной поверхности стока в сторону приемного бассейна. На протяжении от устья до верховьев лога принимают боковые притоки, которые, развиваясь, создают весьма сложную форму основного лога (см. рис. 2). Очень часто боковые притоки имеют

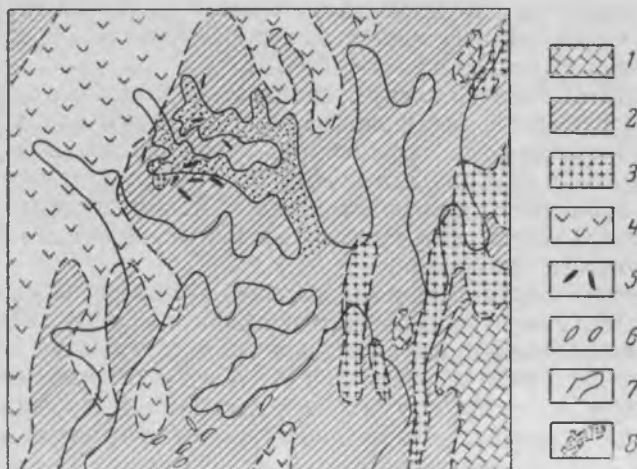


Рис. 2. Схема геологического строения хрустале-проявления

1 — мраморизованные известняки; 2 — метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы; 3 — гранитоиды; 4 — серпентиниты; 5 — хрусталеносные кварцевые жилы; 6 — нехрусталеносные кварцевые жилы; 7 — контуры древних логов; 8 — контуры хрусталеносных участков древних логов

сравнительно небольшую длину при значительной ширине. Большая ширина боковых притоков, по-видимому, объясняется тем, что они, в свою очередь, принимали мелкие притоки более высоких порядков, которые при наступившем перерыве в развитии подверглись процессам денудации, в результате чего склоны приемных логов покрылись делювиальными плащами.

Описываемые лога имеют своеобразный продольный профиль, средний уклон которого колеблется от 0,018 до 0,035, причем увеличение уклона наблюдается чаще всего в верховьях лога (рис. 3). Повышение поверхности стока логов от устьев к верховьям завершается обычно несколько сглажен-

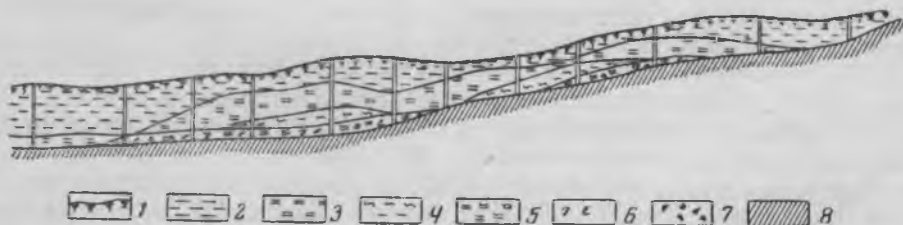


Рис. 3. Продольный разрез хрусталеносной россыпи

1 — почвенно-растительный слой; 2 — бурые глины; 3 — красные и красно-бурые глины; 4 — пестроцветные глины; 5 — желто-бурые глины; 6 — обломки кристаллов горного хрусталя; 7 — обломки жильного кварца; 8 — кора выветривания палеозойских пород

ными денудацией обрывами, имеющими крутизну 12—20°. Крутизна бортов в различных частях также неодинакова: 20—25° в верховьях и 10° в центральных и устьевых частях.

Наличие бурного течения в верховьях горных рек и ключей, имеющих уклоны порядка нескольких сотых, отмечалось Ю. А. Билибиным [3].

Таким образом, древние лога образовались в период интенсивной эрозии, захватившей водосборные склоновые участки крупных депрессий. Возникновение на таких участках своеобразной системы древних логов, весьма напоминающих густую овражную сеть, было обусловлено благоприятным расположением размываемых участков сильно выветрелых пород по отношению к более древней депрессии, которая являлась основным базисом эрозии для этой формирующейся системы.

С интенсивной эрозией следует связывать и неровный профиль поверхности стока у большей части логов, обусловленный наличием выступов и понижений. Размеры этих форм микрорельефа обычно не превышают нескольких метров в глубину и в высоту и 20—30 м в диаметре. Подобные образования характерны для описанных Ю. А. Билибиным [3] распадков и играют существенную роль при окатывании попадающего в лога обломочного кварцевого материала.

Как видно из вышеописанного, древние лога по расположению, морфологии, размерам, уклону продольного профиля и крутизне верховьев могли быть выработаны только путем пятящейся эрозии, играющей основную роль в формировании оврагов и распадков [3, 4]. Такие особенности древних логов позволяют рассматривать их как своеобразные овражные образования, возникшие в условиях интенсивного размыва глинистых пород коры выветривания.

Размыв глинистых продуктов выветривания особенно интенсивен при залегании их на водосборных склоновых участках крупных отрицательных форм рельефа, что и является причиной формирования на таких участках овражного рельефа. Являясь своеобразными овражными образованиями, древние лога должны располагаться вблизи крупных отрицательных форм рельефа, сформированных раньше россыпей; последние относятся к олигоцен-неогену [1, 2], что может служить указанием на необходимость приуроченности древних логов к водосборным (склоновым) участкам нижнетретичных и мезозойских депрессий. Этот фактор несомненно окажет большую помощь при поисках новых хрусталеносных россыпей, так как недооценка его отрицательно сказывалась на результатах поисковых работ.

Выводы

1. Концентрация высококачественного горного хрусталя в россыпях возможна благодаря его физико-химической устойчивости и способности к естественному обогащению, наиболее эффективно проявляющемуся в кратковременных водных потоках.
2. По характеру распределения кристаллосырья в различных генетических типах хрусталеносных россыпей на восточном склоне Южного Урала наиболее ценными в практическом отношении являются третичные россыпи делювиально-аллювиального генезиса.
3. Повышенная концентрация высококачественного кристаллосырья в делювиально-аллювиальных россыпях всегда отмечается в тальвежных участках вмещающих их древних логов.
4. Среднее содержание ценного компонента в хрусталеносных россыпях обычно уменьшается в участках впадения древних логов в более крупные депрессии (в конусах выноса).

5. Формирование богатых хрусталеносных россыпей делювиально-аллювиального генезиса возможно лишь при наличии в непосредственной близости богатых коренных источников горного хрусталя.

6. Образованию хрусталеносных россыпей способствовало наличие каолиновой коры выветривания, в которой сохраняется от разрушения главным образом кварцевый материал. Наличие коры выветривания благоприятствовало быстрому высвобождению, быстрому отложению и быстрому погребению горного хрусталя, создавая условия для их быстрого накопления.

7. Древние лога, вмещающие хрусталеносные россыпи, являются своеобразными овражными образованиями, формирование которых наиболее интенсивно происходило на водосборных (склоновых) участках нижнетрещинных и мезозойских депрессий.

Все эти закономерности позволяют геологам с помощью тщательного анализа геологических и геоморфологических материалов наметить перспективные для обнаружения хрусталеносных россыпей районы, в которых и следует концентрировать поисковые работы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андриященко Г. Н. Минералого-петрографические данные по одному из хрусталеносных районов Урала. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.
2. Ануфриев Ю. Н., Ушаковский В. Т. О генезисе россыпей кварца на Урале. Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 40, 1960.
3. Билибин Ю. А. Основы геологии россыпей. Изд. АН СССР, 1955.
4. Бондарчук В. Г. Основы геоморфологии. Учпедгиз, 1949.
5. Высоцкий Н. В. Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале. Тр. Геол. ком., т. XIII, № 3, 1900.
6. Гудков А. С., Бритаев М. Д. Разведка месторождений пьезооптического минерального сырья. Методические указания по производству геологоразведочных работ, вып. VII. Госгеолтехиздат, 1957.
7. Лазько Е. М. О генезисе хрусталеносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
8. Лисицин А. Е. К вопросу об условиях образования месторождений горного хрусталя восточного склона Южного Урала. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
9. Нифонтов Р. В. Основы поисков, разведки и подсчета запасов пьезооптических минералов. Госгеолтехиздат, 1955.
10. Сигов А. П. Коры выветривания Урала. Разведка и охрана недр, № 7, 1957.
11. Сильвестров С. И. Рельеф и земледелие (в эрозионных районах). Сельхозгиз, 1955.
12. Степуренко Б. П. Применение гидромеханизации на пьезокварцевых месторождениях. Горный журнал, № 8, 1958.
13. Судеркин А. И. Разведка и опробование аллювиальных россыпей пьезооптического кварца на Среднем Урале. Бюлл. научно-техн. информ. ВИМСа, № 1 (6), 1957.
14. Хотенок М. М. Геологические предпосылки поисков месторождений пьезооптического кварца. Тр. ВНИИП, т. I, вып. 1, 1957.
15. Чернышкова Л. П. Россыпные месторождения пьезооптического кварца, связанные с пегматитами. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 2, 1960.

С. М. Бескин

О ВОЗМОЖНОМ МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ ТЕЛ С МИАРОЛОВЫМИ ПУСТОТАМИ

Одна из последних попыток наметить некоторые основные черты кристаллизации пегматитовых тел, отраженные в их зональном строении и минералогическом составе, сделана А. А. Беусом в 1954 г. [1]. Им использованы основные идеи А. Е. Ферсмана о развитии пегматитового расплава первоначально путем кристаллизации, а затем метасоматическим путем.

Схема А. А. Беуса (табл. 1), так же как и А. Е. Ферсмана, страдает следующим основным недостатком: утверждение о кристаллизации путем эвтектики в начале пегматитового процесса противоречит законам физической химии. Этот недостаток может быть устранен, если учесть точку зрения В. И. Лебедева [4] о генезисе письменных гранитов.

Выводы В. И. Лебедева сводятся к следующему:

1. Письменные структуры есть структуры распада кремнеполевошпатов, кристаллизующихся в особых условиях, какие и создаются в пегматитах, и последующей перекристаллизации.

Кремнеполевошпат $K[AlSi_4O_{10}]$, распадаясь, дает начало калиевому полевоому шпату, проросшему ихтиоглиптами кварца $K[AlSi_4O_{10}] \rightarrow K[AlSi_3O_8] + SiO_2$.

Содержание кремнезема (которое можно вычислить по формуле кремнеполевошпата) полностью выдерживается в типичных письменных гранитах.

2. В природе известны щелочные алюмосиликаты с соотношениями Si:Al, равными 3:1, 2:1 и 1:1. Кремнеполевошпат $K[AlSi_4O_{10}]$ является алюмосиликатом с отношением Si:Al = 4:1. Он образуется в условиях высоких температур и давлений (более 2500 кг/см^2) паров воды, что и обеспечивает, согласно экспериментальным данным (В. И. Лебедев ссылается на опыты Боуэна, 1952 г.), большее насыщение алюмосиликата кремнеземом.

Если в начальную стадию кристаллизации пегматитового расплава — раствора при особо высоком уровне давления водяных паров и высоких температурах кристаллизуется кремнеполевошпат с Si:Al = 4:1, то во вторую стадию, характеризующуюся меньшим давлением водяных паров и меньшими температурами, образуется калиевый полевой шпат с Si:Al = 3:1. Естественно предположить, что в последующие стадии, которые будут отличаться еще меньшим давлением водяных паров и меньшими температурами, образуются алюмосиликаты с отношениями Si:Al, равными последовательно 2:1 и 1:1.

Причиной смен давления являются, надо полагать, интерминерализационные подвижки, происходящие в ходе развития пегматитового процесса. Относительно быстрое расширение системы за счет только внутренней энергии влечет за собой и относительно быстрый спад температуры.

Таблица 1

Схема образования зональности гранитных пегматитов (группа микроклиновых и альбитовых пегматитов). По А. А. Беусу [1]

I стадия — эпимагматическая	Эвтектический расплав, в котором в количествах, не влияющих на ход кристаллизации, растворены вода, хлор, фтор, редкие элементы	$(K, Na) [AlSi_3O_8] SiO_2$ Тв. фаза →	Зона графического и грубозернистого пегматита (а)
↓			
II стадия — пневматомагматическая	Расплав — раствор, насыщенный летучими	$K [AlSi_3O_8]$ $q (Na, K)_2O \cdot pSiO_2 \cdot sH_2O;$ $H_2O;$ $mNa_2O \cdot n (BeO \dots) \cdot l (Cl, F, OH, CO_3);$	Зона блокового микроклина (б) Тв. фаза → Берилл, сподумен
	Надкритический раствор	$H_2O;$ $q (Na, K)_2O \cdot pSiO_2;$ $mNa_2O \cdot n (BeO \dots) \cdot l (Cl \dots);$	Замещение → зон «а» и «б». Образование пертитов замещения. В конце — образование мусковитовой зоны замещения ¹
↓			
III стадия — гидротермально-пневматолитическая	Твердая фаза	$q (Na, K)_2O \cdot pSiO_2 \cdot sH_2O;$ Гидролиз → Тв. фаза	Зона блокового кварца (в)
	Надкритический, затем гидротермальный раствор	$H_2O;$ $(Na, K) OH;$ $(Na, K) (Cl, F);$ $mNa_2O \cdot n (BeO \dots) \cdot l (Cl \dots);$	Замещение зон «а», «б», «в». Образование зон замещения альбитовой грейзеновой, лепидолитовой

$$^1 3(K, Na) [AlSi_3O_8] + 2H_2O = K [Al_3Si_3O_{10}] (OH)_2 + 6SiO_2 + 2(Na, K)OH.$$

Высказанные положения — основа предлагаемой нами схемы (см. табл. 2 и 3). В качестве элементов породообразующих минералов приняты K, Na, Li, Al, Si, O, H, F.

Из табл. 2 видно, что в 1-ю и 2-ю стадии и кремний и алюминий образуют комплексные анионы в виде кремне- и алюмокислородных тетраэдров, которые группируются в общие каркасы. В 3-ю стадию способность алюминия образовывать алюмокислородные тетраэдры, видимо, резко падает, и алюминий или выходит в катионную часть (сподумен) или остается в анионной

части, но в форме кислотного остатка метаалюминиевой кислоты. В 4-ю стадию это явление выражено в еще большей степени.

Следует отметить, что если в составе исходного расплава — раствора было мало лития, то в 3-ю и 4-ю стадии образуется единое кварцевое ядро без сподумена, а в конце 4-й стадии при процессах замещения не образуется лепидолита.

Из табл. 2 и 3 видно, что первичная кристаллизация приводит к накоплению в остаточном флюиде алюминатов щелочей, способных вместе с летучими компонентами производить пневматолито-гидротермальное замещение, а процессы такого замещения, в свою очередь, приводят к накоплению в остаточном растворе гидратов окислов щелочей, способных к растворению и переотложению минералов.

Таблица 2

Схема образования первичной зональности гранитных пегматитов
(микроклинового и альбитового состава)

Стадии	Образующиеся алюмосиликаты; Si:Al	Дальнейшие превращения	Зоны пегматитового тела
1	Кремнеполевощпат $K [AlSi_4O_{10}]$ 4:1	Распад твердого раствора $K [AlSi_3O_8] + SiO_2$ Микроклин Икhtiоглип- ты кварца	Графиче- ского пегма- тита
2	Кали-натровый полевой шпат $(K, Na) [AlSi_3O_8]$ 3:1	Распад твердого раствора $(K, Na) [AlSi_3O_8]$ Микроклин-пертит	Блокового микроклина
3	α -сподумен $Li [AlSi_2O_6]$ 2:1	Полиморфный переход $LiAl [Si_2O_6]$ β -сподумен Гидролиз $(Na, K) [AlSi_2O_6] \cdot nH_2O \rightarrow (Na, K) AlO_2 + 2SiO_2 \cdot nH_2O \rightarrow 2SiO_2$ В раствор Кварц 1-я фаза замещения ¹	Кварц-споду- менная
4	$Na [AlSiO_4] \cdot nH_2O$ 1:1	Гидролиз $NaAlO_2 + SiO_2 \cdot nH_2O \rightarrow SiO_2$ В раствор Кварц 2-я фаза замещения	Кварцевое ядро

¹ См. табл. 3.

Предложенная нами схема основана на идеальном случае относительно закрытой системы. В природе, как известно, геологическая обстановка накладывает на идеальную схему свой характерный отпечаток.

Как же образуются пегматиты с пустотами, которые впоследствии могут явиться камерами-кристаллизаторами для пьезооптических минералов.

А. Е. Ферсман [5] указывал, что в пегматитовых телах образование больших пустот может происходить двумя путями: 1) возникновение первичных пустот, в которых накапливается с самого начала большое количест-

Таблица 3

Предполагаемый химизм процессов замещения

Фазы замещения	Химические реакции	Примечания
1	1) Образование пертитов замещения $\text{NaAlO}_2 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KAlO}_2$ 2) Образование кварц-мусковитового комплекса $\text{KAlO}_2 + 2\text{H}_2\text{O} + 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{KAl}_2(\text{OH}) \cdot [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] + 3\text{SiO}_2 + 2\text{KOH}$	Возможно, часть мусковита образуется при процессе простого гидролиза (см. табл. 1)
2	1) Альбитизация $\text{NaAlO}_2 + \text{KAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + \text{KAlO}_2$ $\text{NaAlO}_2 + 3\text{SiO}_2 \rightarrow \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ $2\text{NaAlO}_2 + 3\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 \rightarrow 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 3\text{LiAlO}_2$ 2) Образование позднего мусковита (и лепидолита) $\text{KAlO}_2 + 2(\text{H}_2\text{O}, \text{F}) + 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow 3\text{SiO}_2 + \text{KAl}_2(\text{OH}, \text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] + 2\text{NaOH}$ $3\text{KAlO}_2 + 2(\text{H}_2\text{O}, \text{F}) + 3\text{SiO}_2 \rightarrow \text{KAl}_2(\text{OH}, \text{F})_2 \cdot [\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] + 2\text{KOH}$ $3\text{LiAlO}_2 + 2\text{KAlO}_2 + 2(\text{F}_2, \text{H}_2\text{O}) + 2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8 \rightarrow \text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_3(\text{F}, \text{OH})_4[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}] + 2\text{NaAlO}_2$ $2\text{KAlO}_2 + 2(\text{F}_2, \text{H}_2\text{O}) + 3\text{LiAlSi}_2\text{O}_6 \rightarrow \text{K}_2\text{Li}_3\text{Al}_3(\text{F}, \text{OH})_4[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$	

во газов под большим давлением; 2) образование вторичных пустот, вызванное усиленной растворяющей деятельностью поздних растворов.

Для появления первичных пустот, как указывалось выше, необходимо большое количество летучих компонентов (в том числе и паров воды), которые под большим давлением сохранялись в кристаллизующемся пегматитовом очаге длительное время. Надо полагать, что такие условия (при прочих равных) более вероятны в относительно малых телах и менее вероятны — в относительно крупных. Как показано в работе В. И. Лебедева [4], очень большое давление паров воды способствует образованию кремнеполевошпата. Значит, чем дольше сохранялось очень высокое давление паров воды, тем длительнее был процесс образования кремнеполевошпата, т. е. тем мощнее будет зона, образованная им или после его распада, — графическая зона. Значительно менее мощной будет зона блокового микроклина, а кварцевое ядро, образующееся в условиях меньших давлений и температур, может совсем отсутствовать.

В. И. Лебедев считает, что лучшее заполнение пустот в алюмосиликатном каркасе с отношением $\text{Si}:\text{Al} = 4:1$ достигается катионами с большими радиусами ионов. Он предполагает, что в связи с этим в микроклине графической зоны должно быть пониженное по сравнению с микроклином блоковой зоны количество изоморфно захваченных ионов натрия и повышенное количество ионов рубидия, цезия (а также таллия).

В соответствии с этим пертиты распада в микроклине графической зоны должны встречаться реже, чем в микроклине блоковой зоны, что в действительности и наблюдается.

Как известно [2], процессы замещения в миаролоносных телах развиты в сравнительно небольшой степени. Они локализируются, главным образом, вблизи пустот.

Таким образом, главными особенностями пегматитовых тел, обладающих первичными пустотами, являются:

- 1) относительно небольшие размеры;
- 2) преобладание графической зоны;
- 3) небольшое развитие пертитов распада и широкое развитие пертитов замещения;

4) повышенное содержание рубидия, цезия и таллия в микроклине.

Наблюдения над пегматитами юга Центрального Забайкалья подтверждают эти выводы. А. А. Беус в своих работах [2] подчеркивает первые две особенности миаролоносных тел. Р. Г. Джанс [3] в сводке, составленной на основании изучения огромного фактического материала, делает, в частности, следующий вывод: «Полости обычно развиты во внутренних частях зональных тел и более широко распространены в более однородных зонах, хотя и здесь имеются исключения. По сравнению с вмещающими пегматитами их объем незначительный; там же, где объем велик, сами пегматитовые тела очень небольшие».

Мы не ставим перед собой задачу подробно рассмотреть в данной статье условия формирования вторичных полостей. Отметим только, что они образуются в результате усиленной циркуляции гидротермальных растворов, которые, согласно нашей схеме, проявляются на последних стадиях процесса. В связи с этим более вероятно наличие вторичных полостей выщелачивания в телах полнодифференцированных, со значительным кварцевым ядром и мощной блоковой зоной, с широким развитием зон пневматолито-гидротермального замещения. По сравнению с размерами пегматитовых тел такие полости имеют небольшой объем. Тела с подобными пустотами встречаются чаще, чем тела с первичными миароловыми полостями. Однако качество кристаллов кварца выше у пегматитовых тел с первичными, миароловыми, полостями, которые к моменту роста кристаллов из низкотемпературных гидротерм являются готовыми камерами-кристаллизаторами. Для формирования вторичных полостей необходимы дополнительные условия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беус А. А. О происхождении зональности гранитных пегматитов. Докл. АН СССР, т. 97, № 1, 1954.
2. Беус А. А. Бериллий. Оценка месторождений при поисках и разведке. М., 1956.
3. Джанс Р. Г. Изучение пегматитов. Новости зарубежной геологии. ОНТИ ВСЕГЕИ, вып. 10, 1958.
4. Лебедев В. И. О генезисе письменных структур в пегматитах. Уч. зап. ЛГУ, Геохимия, № 215, вып. 8, 1957.
5. Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. Изд. АН СССР, 1940.

Ю. Я. Касьян

О ПОИСКОВЫХ ПРЕДПОСЫЛКАХ И ПРИЗНАКАХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ИСЛАНДСКОГО ШПАТА ВИЛЮЙСКОГО ТИПА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

Месторождения исландского шпата вилюйского типа, расположенны в восточной части Тунгусской синеклизы на Сибирской платформе, привлекают к себе внимание высоким качеством сырья. Известно, что такие месторождения могут быть встречены и в других районах синеклизы. Однако поисковые предпосылки и признаки и, следовательно, методика поисков месторождений этого типа определены еще в недостаточной степени. Систематизированное и базирующееся на последних данных изложение этих вопросов имеется лишь в работе Е. Я. Киевленко [5] и неопубликованных материалах некоторых других геологов. Важное значение имеют также исследования Ю. И. Дмитриева [4]. Однако все эти работы страдают краткостью или неполнотой.

Предлагаемая статья содержит описание основных особенностей геологического строения месторождений вилюйского типа, которые должны учитываться при проведении поисков. В ней приводится также разбор существующих представлений об их генезисе с целью в какой-то мере облегчить выделение рациональных предпосылок и признаков, могущих послужить базой обоснованной и действенной методики поисковых работ.

В пределах Сибирской платформы представляется возможным выделить перспективные территории разных порядков, благоприятные для поисков исландского шпата.

1. Считается доказанным, что все известные проявления исландского шпата на Сибирской платформе образовались в результате деятельности гидротермальных растворов, генетически связанных с трапповым магматизмом. Интенсивность указанных проявлений и другие их качества зависели прежде всего от условий развития траппового магматизма в разных районах платформы и особенностей геологического строения этих районов.

Следовательно, кальцитоносная область Сибирской платформы имеет примерно те же границы, что и площадь распространения сибирских траппов.

2. Наибольший интерес с точки зрения кальцитоносности представляет Тунгусская синеклиза — огромный по площади регион Сибирской платформы, в строении которого главную роль играют карбоново-пермские угленосные отложения, туфогенные образования основного состава преимущественно триасового возраста, а также интрузии и эффузии базальтовой магмы, также относящиеся главным образом к триасу. Местами все эти породы перекрываются юрскими континентальными осадками.

3. Внутри Тунгусской синеклизы, руководствуясь общими особенностями геологического строения отдельных ее частей, следует выделять отдельные кальцитоносные районы. Прежде всего с достаточной четкостью вырисовывается кальцитоносный район, характеризующийся месторождениями, пространственно связанными с эффузивными трапповыми покровами, которые слагают так называемое лавовое поле в центральной части синеклизы. Границы этого обширного района в общем совпадают с границами распространения эффузивных покровов. Вне лавового поля (правда, с меньшей достоверностью) выделяются территории, содержащие главным образом месторождения определенного типа. В качестве примера можно привести бассейн верхнего течения Вилюя, где в настоящее время известны лишь скопления исландского шпата, пространственно связанные с секущими интрузиями траппов. Месторождения в зонах дробления туфов и в одиночных жилах среди туфов, известные западнее, в том районе отсутствуют совсем или имеют подчиненное значение.

Кроме того, в южной части Тунгусской синеклизы в бассейнах рек Илимпея, Чуня и Подкаменная Тунгуска выявлены в основном месторождения, залегающие среди туфогенных образований и встречающиеся в отдельных районах протяженностью до 150—200 км.

4. Внутри кальцитоносных районов выделяются кальцитоносные поля, в контурах которых концентрируется максимальное количество проявлений исландского шпата, разделенных безрудными площадями, почти не содержащими гидротермальных минералов. По имеющимся данным, площадь отдельных полей колеблется от 20 до 200 км².

5. Внутри кальцитоносных полей нами были выделены в 1959 г. рудные узлы и безрудные участки, т. е. структуры второго порядка по отношению к кальцитоносным полям. Термин «рудный узел» обычно имеет иное содержание, однако при решении интересующей нас поисковой задачи применение его весьма удобно.

Исходя из вышеизложенного, к геологическим предпосылкам, отражающим общие закономерности распределения месторождений в пределах одного или нескольких кальцитоносных районов, на Тунгусской синеклизе за пределами лавового поля относятся: 1) магматические, 2) стратиграфические, 3) тектонические и 4) литологические. К косвенным поисковым признакам, указывающим на наличие месторождений внутри кальцитоносного района в пределах кальцитоносных полей и в отдельных более мелких структурах относятся: 1) структурно-тектонические особенности, 2) околорудные эндогенные изменения пород, 3) особенности минеральных ассоциаций, 4) околорудные экзогенные изменения пород, 5) геоморфологические особенности. К прямым поисковым признакам относятся лишь непосредственные находки кристаллов исландского шпата и их обломков.

Месторождения вилюйского типа представлены скоплениями исландского шпата, приуроченными к секущим интрузиям траппов, и иногда содержат сырье высокого качества.

Геологические предпосылки поисков

Магматические предпосылки. Образование месторождений вилюйского типа, так же как и других месторождений исландского шпата Сибирской платформы, связано с гидротермальными процессами, сопровождавшими формирование траппов. Вопрос о непосредственных очагах — источниках гидротермальных растворов считается до конца

не решенным. По мнению В. Л. Масайтиса и некоторых других исследователей, такими очагами могли служить крупные дифференцированные интрузии типа Аламджахской, образовавшиеся в последние фазы траппового магматизма [7].

Еще в начале 40-х годов М. Г. Равичем было установлено, что месторождения описываемого типа приурочены к небольшим секущим трапповым телам, хорошо раскристаллизованным в срединных частях и иногда содержащим палагонит в миндалинах и интерстициях. Нельзя не отметить, что М. Г. Равич высказал ошибочное предположение о генетической связи вилюйских месторождений с интрузиями так называемых безоливиновых долеритов, к которым, по явному недоразумению, были причислены породы с оливином, замещенным иддингситом.

М. Г. Равич считал, что гнезда исландского шпата и вмещающие их интрузивные тела имеют прямые генетические связи. В частности, предполагалось, что кальций, вошедший в состав исландского шпата, извлечен растворами в основном из плагиоклазов и других породообразующих минералов траппов. Большая часть минерализованных растворов, по мнению М. Г. Равича и др., образовалась за счет летучих компонентов, в изобилии содержащихся в сравнительно небольших изверженных телах.

В конце 40-х и начале 50-х годов, когда на Сибирской платформе широкое развитие получили геологические исследования, связанные с поисками алмазов, железа, исландского шпата и других полезных ископаемых, приведенная концепция начала совершенствоваться и видоизменяться. В это время большая роль отводилась структурно-литологическим факторам контроля месторождений и в особенности изучению основных морфологических черт минерализованных интрузий. В результате проведенных работ было с достоверностью установлено, что кальцитсодержащие интрузивные тела являются прежде всего благоприятными структурами для развития гидротермальных процессов и образования исландского шпата.

Последняя точка зрения, в свое время поддерживавшаяся нами, состояла в следующем:

1. Минерализованные интрузии бассейна верхнего течения Вилюя представлены в основном теми же траппами, что и другие тела, встречающиеся на обширных просторах Тунгусской синеклизы. Отличием является лишь несколько большее содержание в них воды, что фиксируется наличием в эндоконтактах пор и отчасти миндалин, а во внутренних частях — хорошей раскристаллизацией и присутствием шлиров долеритовых пегматитов.

2. Все последующие изменения интрузивных тел (выполнение большей части пор в эндоконтактах, замещение плагиоклазов анальцимом и цеолитами, образование прожилков, жеод и гнезд гидротермальных минералов) происходили под воздействием растворов, поступавших из глубинных очагов. Незначительная роль принадлежала аутометаморфическим процессам (замещение оливина иддингситом, некоторая хлоритизация, эпидотизация и цеолитизация).

3. На первых этапах гидротермальной деятельности растворы были, очевидно, обогащены щелочами, что приводило к преобразованию траппов в метасоматические субщелочные породы, сходные с анальцимовыми долеритами и содержащие эгирин-авгит, анальцит и др. Таким образом, приведенная точка зрения обосновывала возможность существования интенсивной наложенной минерализации в интрузивных телах, имеющих благоприятные морфологические особенности.

В результате изучения траппового магматизма были установлены различные петрологические закономерности развития трапповой формации. Так, В. И. Гоньшакова и В. В. Ляхович выделили особую фацию интрузивных траппов — палагонитовые долериты, содержащие в миндалинах

и интерстициях разновидности богатого водой геля — палагонита. Образование палагонитовых долеритов относилось В. И. Гоньшаковой к стадии траппового магматизма, с которой связана интенсивная гидротермальная деятельность, в том числе кальцитовая минерализация. Это положение убедительно иллюстрировалось широким развитием кальцито-палагонитовых миндалей в шпатоносном интрузивном теле с р. Аламджах.

В ряде районов Тунгусской синеклизы были выявлены крупные дифференцированные интрузивы, в строении которых, кроме нормальных долеритов, принимают участие породы с повышенной основностью, кислотностью и щелочностью. В одном из таких тел В. Л. Масайтисом [7] выделены траппы нормального ряда, а также амфиболизированные и цеолитизированные, часто миндалекаменные мелкозернистые долериты, тешенит-долериты, субщелочные долериты и габбро-тешениты. Эти щелочные породы, по данным В. Л. Масайтиса, «возникли как следствие обогащения отдельных фракций магмы летучими компонентами, щелочами и водой части расплава». Встречающиеся «щелочные шилры, по-видимому, являются результатом ликвации значительно обогащенной щелочами и водой части расплава» [7].

Пользуясь схемой М. Л. Лурье и С. В. Обручева [6], В. Л. Масайтис отнес образование Аламджахской дифференцированной интрузии к последним этапам траппового магматизма. Формирование всех остальных интрузивных тел этого района, в том числе шпатоносной интрузии р. Аламджах, связывается им с ранними этапами магматизма, когда внедрялась недифференцированная нормальная магма, «за счет застывания которой образовано подавляющее число недифференцированных и слабодифференцированных интрузий», расположенных «...на территории, охватывающей почти весь бассейн р. Вилюя» [7]. Это заключение, выведенное умозрительным путем, следует считать досадным недочетом рассматриваемой работы, так как трудно представить, что одновременно с Аламджахской интрузией не были образованы другие, более мелкие тела. Естественно, что в мелких телах в силу их морфологических особенностей дифференциация могла проявиться слабо или вообще не проявиться.

Заслугой В. Л. Масайтиса явился новый подход к изучению участков в изверженных телах, представленных долеритами, обогащенными анальцитом и цеолитами, которые стали рассматриваться им не только как объекты наложенной минерализации, но и как шилры обогащенных щелочами разновидностей траппов.

Во второй половине 50-х годов ряд исследователей начинает придавать все большее значение связям кальцитовой и другой гидротермальной минерализации с субщелочной магмой. Предполагается, что образование субщелочных пород связано с отделением магмы, обогащенной водой и щелочами, в ходе развития магматических очагов. Здесь нельзя также не привести высказывание А. Г. Бетехтина о том, что при реакции трапповой магмы с соленосными отложениями нижнего палеозоя магматическим расплавом могли быть усвоены щелочи [2], в данном случае — образование субщелочных долеритов является не только результатом дифференциации магмы, но и связано с процессами ассимиляции.

Ю. И. Дмитриев, изучавший магматизм и минерагению бассейна нижнего течения р. Чоны, выделяет по особенностям минералогического состава и химизма три серии интрузивных траппов: нормальную, палагонитовую и щелочную [4]. Эти серии он считает производными единой трапповой магмы, разделившейся на соответствующие субмагмы в ранние стадии эволюции глубинного очага. В доказательство он приводит факт наличия интрузий, сложных комплексом пород или одной породой какой-нибудь серии. По Ю. И. Дмитриеву, проявления исландского шпата и

большей части других гидротермальных минералов генетически связаны лишь с траппами субщелочного состава.

Построения Ю. И. Дмитриева, весьма интересные в петрографическом отношении, не лишены, к сожалению, некоторых погрешностей. Так, например, к серии палагонитовых траппов он относит лишь породы, содержащие «в качестве одного из основных породообразующих компонентов первичный палагонит, который располагается в интерстициях» [4]. Неясно, к какой серии относятся тогда долериты и долеритовые порфириды эндоконтактовых зон интрузий, содержащих палагонитовые миндалины.

Для шпатсодержащего интрузивного тела с р. Аламджах весьма характерны именно палагонитовые и кальцитово-палагонитовые миндалины, что невозможно увязать с главным выводом автора, приведенным выше. Это противоречие усугубляется еще тем, что на р. Мархае скопления исландского шпата приурочены к интрузивным телам, содержащим как палагонитовые долериты (с палагонитом в интерстициях), так и шлиры субщелочных долеритов. В районе р. Джекинды также встречаются, правда редко, палагонитсодержащие долериты.

Таким образом, следует признать, что месторождения вилюйского типа пространственно связаны как с субщелочными, так и с палагонитовыми долеритами. Отмеченная Ю. И. Дмитриевым дифференциация интрузивных траппов на серии может происходить не только в глубинных крупных магматических очагах, но и в мелких секущих телах в период их становления в приповерхностных условиях.

Приведенные данные и ряд заключений различных исследователей позволяют предложить следующее обоснование для магматических предпосылок поисков месторождений исландского шпата вилюйского типа:

1. В процессе развития глубинных магматических очагов происходила дифференциация основной магмы на несколько субмагм, отличающихся по химизму и по содержанию воды и летучих компонентов. В ходе интрузивной деятельности магма и ее производные перемещались в верхние структурные ярусы Тунгусской синеклизы.

2. Характер образующихся интрузивных тел зависел от степени процесса дифференциации в конкретном глубинном очаге. Если процесс дифференциации развивался достаточно, образовывались интрузии одной из серий, выделенных Ю. И. Дмитриевым. Однако наиболее часто возникали изверженные тела, состоящие из пород двух и даже трех серий.

3. Источниками гидротермальных, в частности, кальцитобразующих растворов, являлись магматические очаги, в которых проходили процессы дифференциации. Вода и летучие компоненты концентрировались в основном в участках сосредоточения субмагм, впоследствии образовавших субщелочные и палагонитовые долериты. К источникам гидротермальных растворов относятся также некоторые крупные пластообразные интрузии недифференцированной магмы, находившиеся в условиях, благоприятных для развития дифференциации в верхних структурных ярусах синеклизы.

4. В ходе тектоно-магматического цикла создавались благоприятные условия для отделения и подъема пневматолитов, превращающихся со временем в гидротермальные растворы. Гидротермальные растворы и расплавы субщелочной и палагонитовой субмагм, пространственно ассоциировавшиеся в глубинном очаге, при подъеме использовали одни и те же пути, т. е. одни и те же геологические структуры.

5. При поднятии в вертикальном направлении часть растворов продвигалась быстрее интрузирующих расплавов, образуя как бы их передовой фронт. Другая часть летучих компонентов двигалась совместно с расплавами в растворенном состоянии. Кроме того, часть растворов, судя по имеющимся данным, выделялась из магматического очага во вторую очередь в ходе даль-

нейшей его эволюции при возобновлении трещинообразования. Эти растворы, естественно, использовали пути движения предшествующих растворов.

Из изложенного выше вытекает, что секущие интрузии субщелочных и палагонитовых долеритов Тунгусской синеклизы имеют с продуктами деятельности гидротермальных растворов, в частности с исландским шпатом, самую тесную пространственную и парагенетическую связь. Следует подчеркнуть также, что к субщелочным и палагонитовым траппам можно с достаточной уверенностью относить не только долериты, содержащие в интерстициях анальцим и палагонит, но и большую часть долеритовых порфиритов с миндалинами этих минералов. Отсутствие анальцима в основной массе таких порфиритов обуславливается, вероятнее всего, быстрой их остывания.

Субщелочные и палагонитовые траппы чаще всего фиксировались в восточной части Тунгусской синеклизы. Учитывая относительное однообразие развития траппового магматизма, можно предположить, что эти разновидности траппов, как и тесно связанные с ними месторождения исландского шпата вилюйского типа, будут обнаружены западнее и южнее лавового поля.

Стратиграфические предпосылки. Месторождения вилюйского типа распространены в низах туфогенной толщи нижнетриасового возраста. Более древние комплексы палеозойских осадочных образований считаются бесперспективными на исландский шпат.

Верхнепалеозойские угленосные отложения, непосредственно подстилающие туфы, также не содержат скоплений исландского шпата. Повидимому, это объясняется тем, что кварцевые и полимиктовые песчаники и алевролиты, а также глинистые углистые сланцы угленосной толщи химически инертны по отношению к гидротермальным кальцитообразующим растворам. Гидротермальная минерализация фиксируется здесь лишь в благоприятных структурных условиях: вулканических жерлах, мощных и протяженных зонах дробления и др. Кроме того, жиллообразные интрузивные тела с резко меняющимися очертаниями, характерные для месторождений вилюйского типа, в верхнепалеозойских отложениях встречаются весьма редко. Для этих отложений более обычны согласные или секущие изверженные тела с относительно ровными и параллельными контактными поверхностями.

В окрестностях всех известных месторождений вилюйского типа среди площадей, сложенных туфами, как правило, встречаются участки выходов пермских угленосных отложений. Установлено, что в ряде мест контакты между указанными породами не являются тектоническими. Нижнеюрские континентальные образования, отложившиеся после проявления триасового траппового магматизма и связанной с ним гидротермальной деятельности, в отношении исландского шпата интереса не представляют.

Тектонические предпосылки. Влияние региональных тектонических факторов на размещение месторождений исландского шпата на Тунгусской синеклизе изучено недостаточно.

Наиболее распространенной в течение ряда лет была тектоническая гипотеза И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса [6], считавших, согласно этой гипотезе, что вдоль окраин синеклизы существуют зоны разломов. Образование крупных расколов в кристаллическом фундаменте платформы способствовало проникновению трапповой магмы в верхние ярусы земной коры. «Глубинный характер этих зон подчеркивается интенсивными положительными магнитными аномалиями. В пределах этих зон намечаются очаговые участки, характеризующиеся наличием проявлений магматизма, имеющих «центральный» характер — кольцевых даек, вулканических жерл и т. д. Здесь присутствуют по преимуществу короткие и ветвящиеся дайки... Ме-

стами отмечаются также интенсивные проявления гидротермальных процессов и оруденения» [6].

Кроме главных зон, И. И. Краснов и В. Л. Масайтис выделяют отдельные зоны, простирающиеся внутри Тунгусской синеклизы. При проведении минералогических исследований и поисков магматогенных месторождений они рекомендуют изучать в первую очередь узлы пересечения крупных региональных зон, а также участки их разветвления. Как известно, большая часть месторождений исландского шпата вилюйского типа располагается в пределах региональной Ангаро-Вилюйской зоны разломов.

Иную тектоническую схему предлагает П. Е. Оффман [8]. По его представлениям, на территории Тунгусского бассейна в результате проседания кровли над магматическим очагом (или очагами) в конце палеозоя и начале мезозоя образовывались так называемые наложенные синеклизы типа Ванаварской, Пutorанской и др. Синеклизы ограничены зонами, проницаемыми для магмы и образующими «... замкнутые петельчато-ячеистой формы контуры. Просевшие участки, по-видимому, в большинстве своем состоят из ступенчато расположенных блоков, зоны сочленения которых, в свою очередь, пронизаны дайками траппа» [8]. Петельчатые разломы, представляющие собой в современной структуре борта синеклиз, кроме многочисленных горизонтальных и вертикальных трещин, выполненных траппами, осложнены сбросами, флексурами, куполообразными и грабенообразными структурами пермского и триасового возраста и вулканическими трубками. Среди таких разломов П. Е. Оффман особо отмечает полосу интенсивного развития траппов широтного направления, разделяющую Тунгусский бассейн примерно на две равные части. Эту полосу он предлагает назвать зоной С. В. Обручева и указывает, что она «... наиболее проницаемая для магмы, приспособившаяся, по-видимому, к древнему линейно вытянутому разлому широтного простираения».

Взгляды И. И. Краснова и В. Л. Масайтиса о наличии зон разломов на окраинах Тунгусской синеклизы П. Е. Оффман считает мало обоснованными. По его мнению, эти зоны «... лишь частично и приблизительно совпадают с отдельными отрезками бортов наложенных синеклиз» и, следовательно, не имеют самостоятельного значения.

Исходя из тектонической схемы П. Е. Оффмана невозможно выделить региональные тектонические структуры, с которыми связано размещение месторождений исландского шпата. Так, например, зона С. В. Обручева, характеризующаяся интенсивным развитием траппового магматизма, проходит как через левобережье нижнего течения р. Чоны, где находятся многочисленные кальцитонные тела вилюйского типа, так и через бассейн р. Таймуры — территории, почти лишенной проявлений исландского шпата. Недостаток тектонической схемы П. Е. Оффмана объясняется отчасти тем, что им во главу угла ставились количественные особенности проявлений траппового магматизма в отрыве от развития гидротермальных процессов, а все образования гидротермального происхождения рассматривались лишь с точки зрения локализации их в отдельных вулканических трубках.

Некоторые геологи выделяют на обследованных площадях линейно вытянутые зоны различных направлений, к которым приурочено максимальное количество интрузий траппов и точек гидротермальной минерализации. В последнее время даже делаются попытки связать месторождения исландского шпата с определенными разрывными нарушениями общей длиной до первых десятков километров и шириной до 50—70 м. Однако зоны, обогащенные траппами, нередко содержат участки, лишенные проявлений минерализации. В общем, и в этом случае тектоно-магматический прогноз находится далеко не на должном уровне, так как связь месторождений с опре-

деленными относительно протяженными нарушениями пока еще окончательно не доказана.

Исходя из вышеизложенного, можно высказать следующее обоснование для поисков месторождений вилюйского типа, соответствующее особенностям наиболее крупных тектонических структур Тунгусской синеклизы:

1. Можно предполагать, что в некоторых районах синеклизы отдельные магматические очаги или части одного крупного очага были расположены ближе к дневной поверхности, чем в других районах.

2. Такие очаги, естественно, были наиболее насыщены парами и летучими компонентами, в результате чего при благоприятных тектонических условиях они дали начало вулканам, или вулканическим трубкам по П. Е. Оффману. Над ними также образовались различные интрузии центрального типа, короткие секущие тела сложной конфигурации и различные проявления гидротермальной минерализации.

3. Форма и размеры «надочаговых структур» в верхнем этаже синеклизы зависят от формы вулканических очагов, их взаимосвязи и т. п. Судя по строению различных вулканических областей земного шара, расположение вулканов (или вулканических трубок) в их пределах весьма разнообразно. Наблюдаются цепочки вулканов, вытянутые в одном направлении, изолированные группы вулканических аппаратов на площадях с изометричными, овальными и неправильными контурами и, наконец, одиночные эруптивные жерла. То же самое, по-видимому, имеет место и на Тунгусской синеклизе. Здесь следует предполагать наличие вытянутых, близких к линейным «надочаговых структур», разветвляющихся или изолированных, а также структур, имеющих самые разнообразные контуры в плане.

4. В результате дальнейшего развития приповерхностных вулканических очагов на фоне общей эволюции траппового магматизма в них скапливались новые порции магмы, воды и летучих компонентов, которые в новые фазы трещинообразования мигрируют вверх, образуя в надочаговых структурах интрузии центрального и других характерных типов (в особо благоприятных условиях) участки с проявлениями гидротермальной минерализации. Площади, обогащенные интрузиями нормальных траппов типа крупных даек и пластовых тел, т. е. структуры, залегающие в стороне от предполагаемых приповерхностных очагов, в отношении кальцитонности интереса не представляют.

Таким образом, наиболее благоприятными для поисков месторождений исландского шпата на Тунгусской синеклизе являются тектонические структуры, связанные пространственно и генетически с вулканическими очагами. Очаговые области характеризуются наличием вулканических трубок, интрузий центрального типа, небольших сбросов и т. д. Форма их может быть весьма различной, размеры — весьма значительными, как и площадь проявления траппового магматизма на Сибирской платформе вообще. Такие области, еще достаточно не исследованные, могут встретиться в самых различных частях Тунгусской синеклизы.

Л и т о л о г и ч е с к и е п р е д п о с ы л к и. Значительная часть факторов этого типа выводится из закономерностей развития траппового магматизма. Как указывалось, месторождения исландского шпата вилюйского типа тяготеют к низам туфогенной толщи. Установлено также, что на прилежащих к этим месторождениям площадях развиты в основном неслоистые крупнообломочные и среднеобломочные туфы, т. е. образования, отложившиеся недалеко от места выброса.

Вторым благоприятным литологическим фактором нужно считать характерную особенность строения туфогенной толщи, выражающуюся в отсутствии или слабом развитии слоистости. Это обстоятельство оказывало

влияние на образование сложно построенных секущих интрузивных тел, вмещающих скопления исландского шпата.

Можно также высказать предположение об особой роли, которую играла поверхность раздела угленосных карбоново-пермских и триасовых туфогенных отложений в ходе гидротермального процесса. Восходящие гидротермальные растворы, прошедшие через песчано-сланцевую угленосную толщу почти без взаимодействия с ней, активно реагировали с окружающими породами при поступлении в туфогенные образования, насыщенные интрузиями траппов. Резкая смена физико-химических условий способствовала бурному развитию метасоматических процессов и отложению растворенных веществ в различного рода свободных полостях. По-видимому, наиболее насыщены гидротермальными минералами низы туфогенной толщи (первые десятки метров). Это подтверждается залеганием всех известных месторождений вилюйского типа в самых низах туфогенной толщи. В более верхних частях ее значительные скопления гидротермальных минералов могут, по-видимому, образовываться лишь в условиях наиболее благоприятной структурной обстановки.

Е. Я. Киевленко придает большое значение также самому составу пород, вмещающих месторождения исландского шпата, так как для образования этих месторождений «... по-видимому, необходимо обогащение гидротерм кальцием за счет окружающей среды. Этому условию отвечают горные породы, богатые кальцием» [5], т. е. долериты и туфы в интересующем нас случае.

Косвенные поисковые признаки

Структурно-тектонические признаки являются в сущности особенностями структурно-геологического строения кальцитоносных полей, содержащих месторождения вилюйского типа.

Наиболее четко выделяются следующие особенности:

1. Развитие в пределах рассматриваемых полей в основном туфогенных образований, среди которых в виде отдельных участков — «окоп» различной формы вскрываются песчано-сланцевые отложения пермо-карбона. Установлено, что контакты сбросового типа между ними или редки или совсем отсутствуют [7]. Гораздо чаще наблюдаются контакты с горизонтальным несогласным прилеганием, т. е. с залеганием туфов на неровной поверхности угленосной толщи. В некоторых случаях, по-видимому, имеют место куполовидные складки. Так, по представлению Ю. И. Дмитриева, Джекиндинское кальцитоносное поле приурочено к прогибу в свободной части довольно крупного поднятия [4].

2. Редкое нахождение в пределах описываемых структур крупных и протяженных разрывных нарушений линейного типа. Как уже указывалось, такие нарушения, отмеченные некоторыми исследователями в бассейне р. Нижней Тунгуски, изучены еще недостаточно.

Обычно в пределах кальцитоносных полей наблюдаются одна или несколько даек, выполнивших разрывы длиной до 5—10 км. Амплитуда этих нарушений в общем небольшая, их скорее всего следует интерпретировать как трещиноватые зоны отрыва с небольшим местным перемещением блоков. Вторым типом относительно крупных разрывных нарушений являются изогнутые трещины, связанные с образованием интрузий центрального типа, конических тел и кольцевых даек. Радиусы этих структур достигают, считая по внешнему кольцу, более 10 км. Встречаются изогнутые трещины с перемещениями блоков и без них. Иногда структуры центрального типа приурочиваются как бы к окраинным частям кальцитоносных полей.

3. Протяженность разрывных нарушений более высокого порядка до 1 км, гораздо реже — до 2 км. В соответствии с морфологией их можно разделить на два типа, иногда дающих переходы.

К первому типу относятся трещины со сравнительно ровными стенками, выполненные вертикальными и наклонными дайками траппов, выдержанными по мощности и петрографическому составу.

Структуры второго типа образовались в обстановке первоначального интенсивного растяжения и представляют собой комплекс вертикальных и крутопадающих трещин отрыва, а также горизонтальных пологонаклоненных трещин отслоения. В результате внедрения магмы в такие структуры возникли секущие тела сложной конфигурации, которые, согласно взглядам Г. Д. Ажгирея [1], надлежит называть субвулканическими малыми интрузиями. Эти тела характеризуются неравномерной мощностью по простиранию и падению, а также изгибами и ветвлением, вследствие чего их иногда называют неправильными дайками.

В местах одновременного развития крутопадающих трещин отрыва и пологих трещин отслаивания образуются раздувы овальных и других подобных форм, мощностью до нескольких десятков метров, иногда совершенно изолированные в данном поверхностном срезе, иногда совершенно расположенные. Их называют «куполовидными», штоковидными или «неправильными» телами. Термин «неправильные» основан на неверном представлении о том, что сложная форма интрузивных тел обусловлена внедрением трапповой магмы в рыхлые туфы, не успевшие подвергнуться диагнезу [6].

4. Расположение в пределах описываемых кальцитонных полей большого количества трапповых тел различной формы и размеров. На окраинах некоторых полей развиты весьма крупные пластообразные и лакколитообразные тела, например, дифференцированная интрузия, описанная В. Л. Масайтисом, и интрузия горы Сюрях-Хая в районе р. Аламджах. В краевых, а иногда и в срединных частях полей нередко встречаются конические и кольцевые интрузии центрального типа. Однако наиболее характерны здесь одиночные крупные протяженные дайки, с которыми, по видимому, тесно связаны мелкие дайкообразные и жилообразные изверженные тела.

5. Пространственная приуроченность всех известных месторождений виллюйского типа к жилообразным интрузивным телам с раздувами, пережимами и куполовидными вздутиями. Реже проявления минерализации этого типа наблюдаются в кольцевых и пластообразных телах, а также в относительно крупных интрузивах, имеющих как согласные, так и секущие контакты с вмещающими породами.

6. Несколько отличное от других трапповых тел строение минерализованных интрузий. Периферийные части их сложены долеритовыми порфиритами, нередко содержащими участки миндалекаменных пород. В срединных частях наблюдаются зоны с различной крупностью кристаллических зерен, от тонкозернистых до крупнозернистых. Кроме того, характерны шлировидные участки долеритовых пегматитов, субщелочных долеритов, нормальных траппов с атакситовой микротекстурой, долеритов, обогащенных рудным минералом, и т. д.

7. Наличие во всех этих телах участков дробления с хорошо выраженными трещинами скола, накладывающихся на первичную трещиноватость. В кальцитонных интрузивных телах наиболее благоприятными для проявления гидротермальных минералов считаются места куполовидного строения, подвергшиеся тектоническим воздействиям и содержащие первичные изогнутые трещины, пересеченные более поздними сколовыми трещинами.

Такова далеко не полная характеристика главных структурных особенностей кальцитоносных полей, обосновывающих структурно-тектонические косвенные признаки поисков месторождений виллюйского типа.

Околорудные эндогенные изменения пород состоят в метасоматическом преобразовании траппов и вмещающих их туфогенных пород. Выделяются процессы, связанные с растворами, поступившими до внедрения траппов, вместе с их внедрением и после внедрения и застывания их. Практически разделить эти взаимоналоженные процессы по их видимым результатам весьма трудно.

Туфы, вмещающие интрузии с проявлениями минерализации виллюйского типа, в некоторых районах интенсивно изменены и в результате гидротермального метаморфизма превращены в своеобразные эпидото-анальцимовые, эпидото-цеолитовые, хлорито-кальцитовые и хлорито-кальцито-цеолитовые породы. Особенно показательными являются эпидото-анальцимовые породы, которые иногда называют бобовидными туфами из-за характерного оолитовидного облика. Как правило, измененные туфы осветлены и имеют яркий желтый и зеленовато-желтый цвет.

Траппы с проявлениями минерализации виллюйского типа также несут следы весьма характерных изменений. Следует особо отметить минералы, которые входят непосредственно в состав субщелочных разностей долеритов и вместе с тем образуются в ходе гидротермального процесса несколько позднее. К таким минералам относятся эгирин-авгит, титан-авгит, хлорит, эпидот, цоизит, анальцим, некоторые высокотемпературные цеолиты, сфен и др. В результате воздействия гидротермальных растворов долериты средних частей интрузий преобразовываются метасоматическим путем в так называемые пироксено-цеолитовые породы, состоящие в основном из вышеупомянутых минералов и первичного монопироксена. Крайним продуктом гидротермального метасоматоза являются рыхлые сыпучие пироксено-цеолитовые породы, в которых плагиоклазы нацело замещены анальцимом и цеолитами. Цвет их желтовато-серый, желтовато-зеленый, реже зеленовато-коричневый. Более или менее плотные участки этих пород имеют округлую форму и заключены в рыхлой интенсивно цеолитизированной массе, пронизанной прожилками цеолитового и кальцитового состава.

Особенности минеральных ассоциаций. Ввиду того, что описываемые гидротермальные образования генетически связаны с трапповым субэффузивным магматизмом, для них характерна резкая смена во времени различных стадий минерализации, нередко накладывающихся одна на другую. Так, проявления гранато-магнетитовой минерализации скарнового типа, образовавшиеся в результате воздействия относительно ранних порций растворов на еще не полностью застывшие интрузивные тела и вмещающие породы, сочетаются с кальцитовыми и цеолитовыми прожилками последних стадий гидротермального процесса. Вследствие этого любой район Тунгусской синеклизы, характеризующийся вышеприведенными предпосылками и признаками и содержащий проявления гидротермальных минералов самых различных типов, можно в общем считать перспективным для постановки поисков месторождений исландского шпата виллюйского типа.

Среди минеральных ассоциаций месторождений следует различать минералы гидротермально измененных пород и минералы, выполняющие различные пустоты.

Считается установленным, что наиболее перспективными являются площади с интенсивными проявлениями метасоматического изменения траппов. Минеральные образования типа выполнения пустот в таких районах, как правило, также являются весьма интенсивными. Это касается в основном кальцитовых и цеолитовых гнезд, жил, жеод и прожилков. Пло-

щади, где встречаются лишь такие проявления, а метасоматические изменения пород невелики, не представляют, по-видимому, значительной промышленной ценности.

Следует отметить, что большое значение в качестве типоморфного минерала должен приобрести, по-видимому, сфен. Этот минерал с весьма характерными оптическими свойствами рассеян по всей массе субщелочных долеритов и метасоматически цеолитизированных траппов и практически может быть встречен в любом шлифе этих пород.

В результате изучения минеральных выполнений установлено, что наиболее близкой во времени к минерализации исландским шпатом является минерализация цеолитовая. Из всего разнообразия цеолитов главное поисковое значение для довольно обширных площадей имеет десмин. Этот цеолит розовато-желтого, оранжевого, светло-желтого и реже белого цвета, образующий в прожилках и жеодах сноповидные и иногда радиально-лучистые агрегаты, имеет с исландским шпатом наиболее тесную парагенетическую связь. Примерно такое же положение занимает гейландит, распространенный гораздо меньше, но иногда скапливающийся в больших количествах на стенках кальцитоносных гнезд некоторых месторождений. Площади, в пределах которых встречаются прожилки десмина, заслуживают детального изучения.

Околорудные экзогенные изменения пород. К таким изменениям относятся изменения метаморфизованных туфов, вмещающих шпатсодержащие интрузивные тела, и пород самих тел, происшедшие в результате воздействия поверхностных процессов.

Туфы, превращенные в эпидото-анальцимовые и хлорито-цеолито-кальцитовые породы, при выветривании первоначально приобретают характерный ячеистый и оолитовидный облик. При сильном их разрушении образуются сыпучие суглинки и глины яркого желтого и зеленовато-желтого цвета. Пироксено-цеолитовые породы превращаются в суглинки и супеси серых и коричневато-серых тонов, обычно более светлые, чем элювий свежих долеритов. На выветрелых поверхностях глыб цеолитизированных и субщелочных траппов обычно видны белые вкрапления цеолитов.

Среди разрушенных измененных туфов и долеритов нередко встречаются обломки кальцито-цеолитовых агрегатов или отдельных кристаллов этих минералов, ранее слагавших прожилки и жеоде. В коренных выходах в слабо измененных долеритах встречаются псевдошаровые отдельности.

Геоморфологические признаки. При поисках месторождений вилюйского типа геоморфологические признаки имеют ограниченное значение. Обычно в интрузивных телах зоны пироксено-цеолитовых пород и цеолитизированных долеритов легче подвергаются разрушению, чем неизмененные траппы, поэтому с большой тщательностью должно выясняться происхождение в изверженных телах различных впадин, седловин и других отрицательных форм микрорельефа. Ввиду того, что зоны минерализации вилюйского типа приурочиваются к раздувам интрузивных тел, нередко имеющих куполовидное строение, заслуживают обследования все выходы траппов куполовидной и других подобных форм.

Прямые поисковые признаки

Прямым поисковым признаком при поисках месторождений служат находки обломков кристаллов исландского шпата в естественных обнажениях, делювии, элювии и отчасти аллювии. В последнем случае, правда, можно лишь предполагать о наличии коренного источника выше по тече-

нию реки. Транспортировка обломков кристаллов со льдом в весенний период может происходить на десятки километров. Вследствие большой хрупкости минерала находки трещиноватого кальцита также имеют первостепенное значение при поисках месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
2. Б е т е х т и н А. Г., В о л ь ф с о н Ф. И., З а в а р и ц к и й А. Н., К о р ж и н с к и й Д. С., Л е в и ц к и й О. Д., Н и к о л а е в В. А. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. Изд. АН СССР, 1955.
3. Г о н ь ш а к о в а В. И. Некоторые термические и рентгеноструктурные данные о палагоните в палагонитовых миндалекаменных диабазах западной части Вилуйской впадины. Изд. АН СССР, серия геол., № 4, 1956.
4. Д м и т р и е в Ю. И. Трапповый магматизм и гидротермальная минерализация р. Чоны. Советская геология, № 10, 1959.
5. К и е в л е н к о Е. Я. Исландский шпат в траппах Сибирской платформы. Тр. ВНИИП, т. III, вып. 1, 1959.
6. К р а с н о в И. И., Л у р ь е М. Л., М а с а й т и с В. Л., О б р у ч е в С. В., П л о т н и к о в а М. И., С п и ж а р с к и й Т. Н. и др. Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. ВСЕГЕИ, вып. 7. Госгеолтехиздат, 1955.
7. М а с а й т и с В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилуй). Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 22, 1958.
8. О ф ф м а н П. Е. Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. Изд. АН СССР, 1959.
9. С о б о л е в В. С. Петрология траппов Сибирской платформы. Тр. Аркт. ин-та, т. 43, 1936.

А. С. Кошовец

К МЕТОДИКЕ РАЗВЕДКИ ХРУСТАЛЕНОСНЫХ ПЕГМАТИТОВ В ВОСТОЧНОМ КАЗАХСТАНЕ

Хрусталеносные пегматиты залегают здесь преимущественно в серых биотитовых и среднезернистых лейкократовых гранитах варисского возраста.

По морфологическим признакам среди них можно выделить шлировые и жильные пегматиты. Кроме того, наблюдаются линзообразные кварцевые тела неясного генезиса, условно названные «силекситами».

Шлировые пегматиты наиболее распространены и перспективны на пьезокварц. Форма пегматитовых тел в общем изометрична. Размеры колеблются от первых метров до 40×60 м.

Тела шлировых пегматитов имеют асимметрично-дифференцированное строение. В них отчетливо наблюдаются зоны: кварцевая, полевошпатовая, пегматоидная, графическая.

Кварцевая зона (или кварцевое ядро) занимает приблизительно 60—70% объема пегматитового тела и обычно не содержит гнезд с промышленными скоплениями пьезокварца. Иногда в ней встречаются мелкие (очень редко — крупные) остаточные полости с преимущественно некондиционными кристаллами кварца.

Полевошпатовая и пегматоидная зоны шлировых пегматитов подверглись вторичной гидротермальной переработке, в процессе которой калиевые полевые шпаты были замещены альбитом с образованием гидрослюда, каолина, серицита, эпидота, окислов и гидроокислов железа. Из рудных минералов в гидротермально переработанных зонах встречается вкрапленность магнетита, пирита, ильменита, ортита. В таких зонах часто образуются крупные погребка с кондиционными кристаллами дымчатого кварца или мориона. В дальнейшем эти зоны мы будем называть продуктивной зоной. Мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до первых метров. Наиболее интенсивные гидротермальные изменения проявляются непосредственно под кварцевым ядром.

Графическая зона является внешним окаймлением шлировых пегматитов и в зависимости от размеров полевошпатовых образований и кварцевых ихтиоглиптов подразделяется на мелкографическую и крупнографическую части. Эта зона обычно не содержит промышленных скоплений пьезокварца, однако в одном пегматитовом теле в ней обнаружен очень крупный погреб с кондиционными кристаллами кварца.

Шлировые пегматиты содержат несколько погребов или гнезд с кристаллами кварца, т. е. являются многополостными. Разведочными и эксплуатационными работами установлено, что прямой связи между размерами пегматитовых тел и хрусталеносностью нет. Хрусталеносные погребка и гнезда

располагаются в основном в подъядерной части пегматитового тела в его продуктивной зоне. Форма погребов и гнезд изометричная, реже линзовидная. Размер их от нескольких кубических сантиметров до 100 м^3 , чаще всего $2-3 \text{ м}^3$.

Жильные пегматиты пространственно обособлены и залегают, главным образом, в роговиках и ороговикованных песчаниках, реже в гранитах. Длина тел жильных пегматитов от 1 до 50 м, иногда до 250 м; мощность 0,5—2,0 м, простираение их от меридионального до широтного, угол падения от 0 до 90° , чаще ближе к вертикальному. Форма тел жильных пегматитов пластообразная или линзовидная.

Пегматитовые жилы являются дифференцированными телами с отчетливо выделяющейся асимметричной зональностью. Чаще всего в них наблюдается пегматоидная, полевошпатовая и кварцевая зоны. Графическая зона иногда отсутствует. Характерная особенность жильных пегматитов — наличие аплитовой оторочки.

Кварцевая зона, располагающаяся в центральной части пегматитового тела чаще является прерывистой. Сплошная кварцевая зона встречается редко.

Пегматоидная и полевошпатовая зоны жильных пегматитов переработаны гидротермальными процессами обычно менее интенсивно. В связи с этим размеры гнезд с кристаллами кварца и их количество значительно меньше, чем в шлировых пегматитах. Гнезда в жильных пегматитах встречаются как в гидротермально измененных зонах, так и непосредственно в кварцевых обособлениях. В последнем случае они бывают приурочены к раздувам жил, образуя полости изометричной формы.

К числу довольно распространенных образований гранитного плутона относятся чисто кварцевые обособления изометричной формы, лишенные полевошпатовой и графической зон. Средние размеры таких тел на поверхности $15 \times 20 \text{ м}$, глубина залегания 5—6 м. Кварцевые обособления не содержат промышленных скоплений пьезокварца, но иногда под кварцевым ядром граниты бывают гидротермально переработаны в слюдисто-каолиновый агрегат, в котором встречаются скопления кристаллов кварца.

Таковы характерные черты пегматитов, влияющие на выбор методик поисков и разведки.

Поисково-разведочные работы

Поисково-разведочные работы проводятся в объемах, необходимых для обоснованной перспективной оценки пегматитов и выявления масштабов их хрусталеносности.

Следует отметить, что детально разведывать имеет смысл только крупные объекты. Хрусталеносные тела небольших размеров целесообразно отрабатывать сразу же после поисково-разведочных работ.

Задачи поисково-разведочных работ:

1. Определение размеров и формы объектов, в основном по выходам их на поверхность.
2. Выяснение масштабов и характера продуктивных зон разведываемых объектов.
3. Установление качества горного хрусталя.
4. Перспективная оценка исследуемых пегматитов в отношении их промышленной хрусталеносности и флюоритоносности.

Основные положения разведочных работ применительно к отдельным типам хрусталеносных образований приведены ниже.

Шлировые пегматиты. В процессе поисков на основании оценочных критериев, выработанных в результате изучения выявленного месторождения, выделяются пегматиты с признаками хрусталеносности. Размеры пегматитовых тел и их форма, зональность и процессы замещения определяются в основном с помощью канав и неглубоких шурфов. Канавы

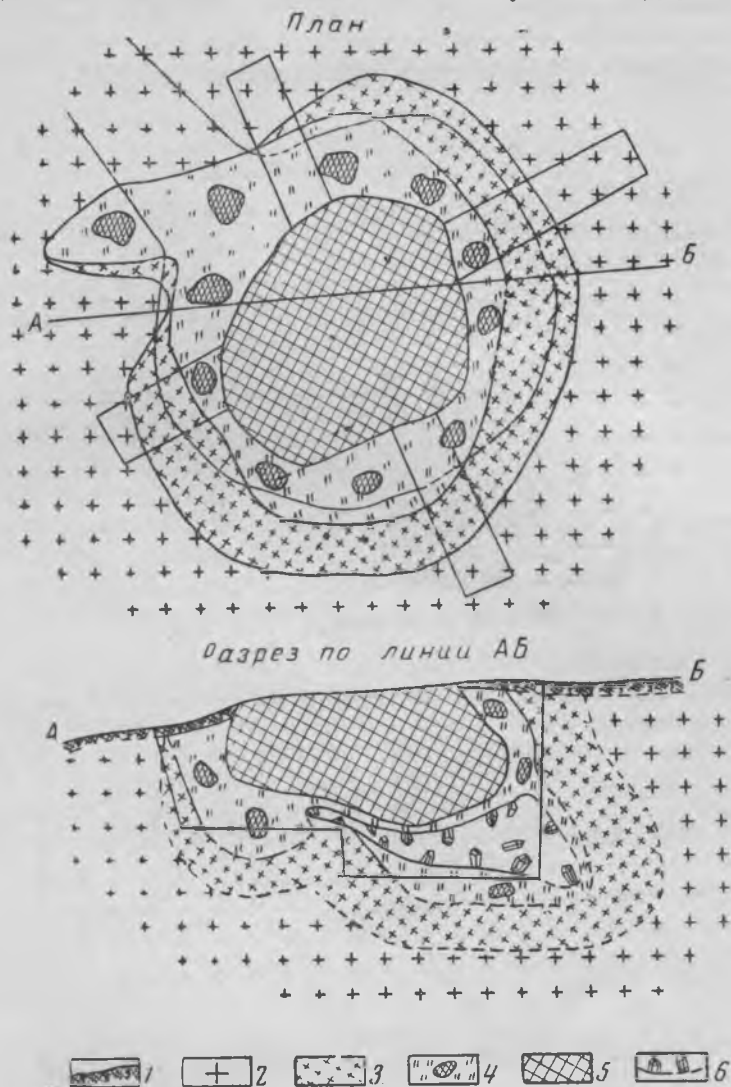


Рис. 1. Схема разведки шлирового пегматита
 1 — почвенно-растительный слой; 2 — серые биотитовые граниты; 3 — графическая зона; 4 — пегматоидная зона; 5 — кварцевая зона; 6 — гнездо с кристаллами кварца

проходятся с расчетом определения возможно достоверных контуров пегматитовых тел. Канавы пересекаются все зоны пегматита, за исключением неперспективного кварцевого ядра.

В полевошпатовой и пегматоидной зонах канавы проходятся до глубины 3 м, а по графической зоне — до 0,5 м, в основном для определения ее элементов залегания. Если в процессе разведки установлено сравнительно пологое залегание пегматитового тела, то на глубину его целесообразно

разведать шурфом сечением 2 м^2 . В результате проходки шурфа определяют размеры и ориентировочно форма пегматитового тела на глубине, качество кварца (если встречается гнездо с полезным ископаемым), а также характер и мощность продуктивной зоны под кварцевым ядром.

Разведка небольших пегматитовых тел в случае обнаружения хрусталеносных гнезд переходит в эксплуатацию. Практикой установлено, что небольшие пегматитовые тела имеют только одно гнездо, после извлечения которого они оказываются полностью отработанными (рис. 1).

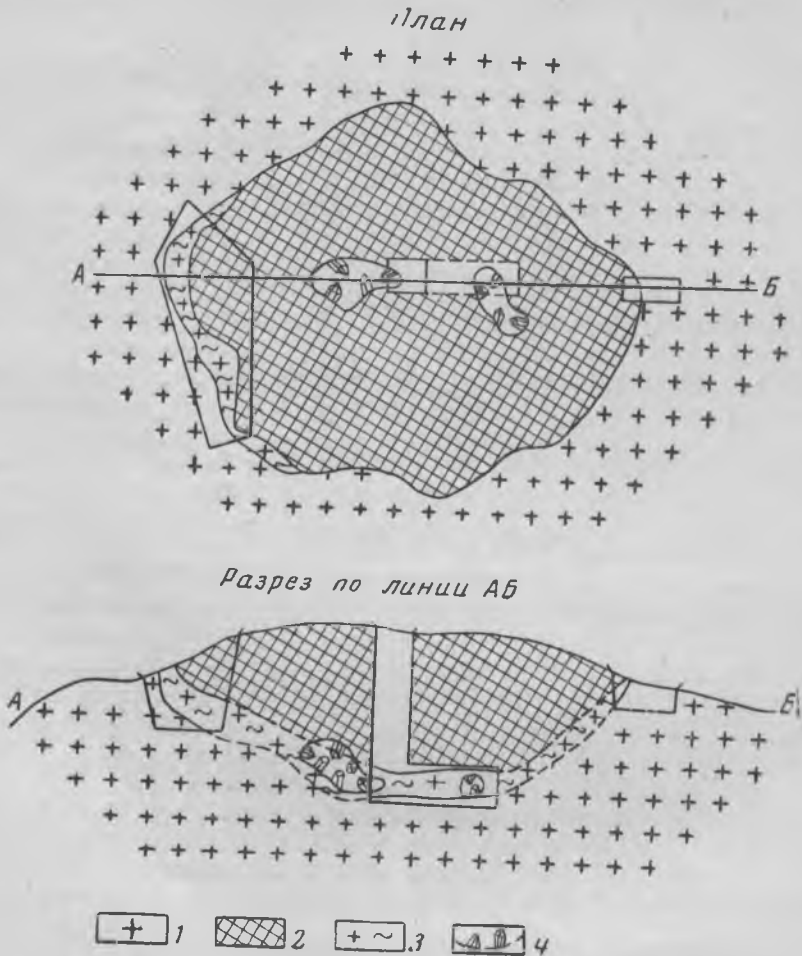


Рис. 2. Схема разведки силексита

1 — крупнозернистые биотитовые граниты; 2 — кварцевая зона; 3 — гидротермально измененные граниты; 4 — гнезда с кристаллами кварца

Жильные пегматиты разведываются в два этапа. В первый этап пегматитовое тело оконтуривается с поверхности поперечными канавами с целью определения его строения, размеров и элементов залегания. Во второй этап жильный пегматит опробуется с поверхности канавами или траншеями, заданными по простиранию объекта. При небольших размерах пегматитового тела выработки проходятся по всей его длине, а в случае разведки крупных пегматитов — по наиболее перспективным частям: раздувам жил, участкам наиболее интенсивной гидротермальной переработ-

ки и др. Глубина продольных канав и траншей зависит от размеров, элементов залегания и характера изменчивости пегматита по падению.

Как и при разведке шлировых пегматитов, разведка жильных пегматитов переходит в добычу в случае обнаружения гнезд с кондиционными кристаллами кварца.

Пегматитовые тела разведываются на глубину шурфами, задаваемыми непосредственно в контакте кварцевой зоны пегматита с продуктивной зоной.

Крупные жильные пегматитовые тела, по которым получены положительные результаты в смысле хрусталеносности или флюоритоносности, подвергаются детальной разведке.

«С и л е к с и т ы». Гнезда с горным хрусталем встречаются во вмещающих «силекситы» гидротермально измененных гранитах, чаще под кварцевыми телами на контакте с гранитами. В связи с этим в стадию поисково-разведочных работ в первую очередь определяется наличие зоны гидротермально измененных гранитов. Для этой цели в центральных частях кварцевых тел проходятся шурфы. Если шурфы вскрывают под кварцевым телом измененные граниты, то объект сразу передается в детальную разведку (рис. 2).

Детальная разведка

Как указывалось выше, детально разведывать имеет практический смысл только крупные пегматитовые тела, на которых в дальнейшем можно организовать добычу.

Общее направление работ детальной разведки сводится к прослеживанию продуктивной зоны на глубине, выявлению хрусталеносных гнезд и определению среднего содержания полезного ископаемого. Среднее содержание ввиду специфики образования и условий залегания сырья устанавливается более или менее достоверно только при помощи валового опробования. Валовое опробование наиболее эффективно проводится в открытых выработках большого сечения — траншеях, карьерах, которые следует проходить в случае шлировых пегматитов и «силекситов» на продуктивных зонах, а пегматитов жильного типа — в местах раздувов.

В шлировых пегматитах и «силекситах» выработки проводятся по контакту кварцевых тел и продуктивной зоны, захватывая в основном последнюю, где наиболее интенсивны вторичные гидротермальные процессы.

Если горнотехнические условия неблагоприятны для проведения открытых выработок, по которым можно организовать транспортировку породы, то опробование небольших объектов выгоднее провести с поверхности замкнутым карьером (шлировые пегматиты и силекситы), а крупных объектов — траншеями, пройденными по продуктивным зонам и призальбандовым частям кварцевых тел. Жильные пегматиты опробуются с поверхности траншеями или канавами, пройденными по простиранию пегматитовых тел, иногда карьерами (рис. 3).

Разведка и опробование глубоких горизонтов пегматитов осуществляется системой шурфов и рассечек, заданных из шурфов. Места заложения шурфов выбираются таким образом, чтобы выработка вскрыла продуктивную зону под кварцевым телом, желательно на выклинивании его по падению. Как показала практика, в этих местах встречаются наиболее крупные хрусталеносные гнезда. С целью прослеживания и опробования продуктивной зоны в пологозалегающих пегматитовых телах из шурфов по контакту с кварцевым телом проводятся одна или несколько рассечек. Направление и количество рассечек выбирается в зависимости от формы, размеров и условий залегания разведываемого объекта.

Необходимо отметить, что при благоприятном рельефе местности и значительных размерах пегматитового тела шурфы с успехом заменяются сква-

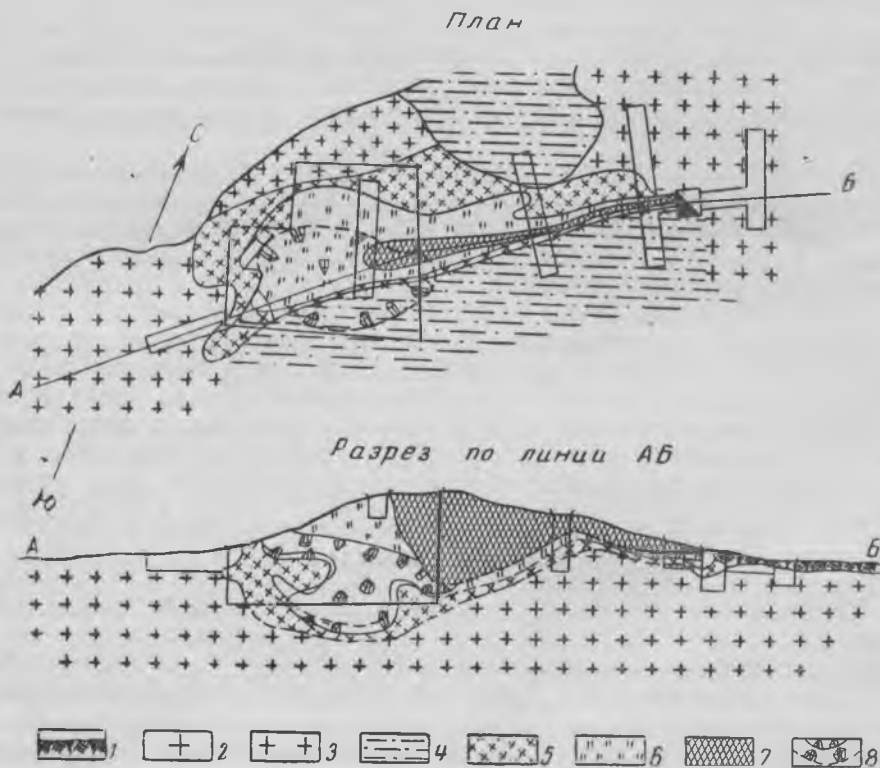


Рис. 3. Схема разведки жильного пегматита

1 — почвенно-растительный слой; 2 — крупнозернистые биотитовые граниты; 3 — мелкозернистый аплитовидный гранит; 4 — песчаник; 5 — графическая зона, 6 — полевошпатовая зона; 7 — кварцевая зона; 8 — гнезда с кристаллами кварца

жинами, пробуренными самоходной буровой установкой СБУ-ЗИВ-150. Применение колонкового бурения значительно сокращает время разведки и удешевляет ее.

Подсчет запасов

На основании данных поисково-разведочных работ выделяется группа перспективных в промышленном отношении объектов, по которым запасы подсчитываются геолого-статистическим методом по категории C_2 . Сущность этого способа заключается в том, что за определенный отрезок времени (полугодие, год) по результатам разведочно-эксплуатационных работ определяется средняя продуктивность одного объекта, а затем полученная величина продуктивности распространяется на другие аналогичные тела.

Указанный способ подсчета запасов пока не оправдал себя на практике, поскольку он давал только усредненную величину продуктивности на объект, не учитывая его размеров и особенностей геологического строения. Для устранения этих недостатков в настоящее время все отработанные хрусталеносные объекты описываемого района подразделены по количеству запасов на три группы, каждая из которых обладает специфическими геологическими особенностями и признаками. Руководствуясь этими особенностями и признаками каждое перспективное пегматитовое тело может быть отнесено к соответствующей группе по запасам.

Нам представляется, что геолого-статистическим методом можно подсчитать запасы с приемлемой погрешностью.

В. Т. Клочков

К ОБОСНОВАНИЮ ГЕОЛОГО-СТАТИСТИЧЕСКОГО МЕТОДА ПОДСЧЕТА ЗАПАСОВ

Для некоторых месторождений горного хрусталя применяется геолого-статистический метод подсчета запасов. Это связано с тем, что другие методы подсчета по таким месторождениям или невозможны или дают менее надежные результаты. Примером таких месторождений могут служить однополостные хрусталеносные жилы и пегматитовые тела, в которых горный хрусталь распределен в виде относительно небольших гнездообразных скоплений, не связанных между собой, а кондиционные монообласти распределены в кристаллах спорадически или крайне неравномерно.

На месторождениях горного хрусталя применяется валовое опробование, когда в пробу включается весь материал той части гнезда, которая пройдена разведочной выработкой. Несмотря на это многие пробы, особенно отобранные из занорышей пегматитов, все же оказываются непредставительными.

Невозможность получения представительных данных даже в том случае, когда в пробу включена значительная часть кристаллов гнезда, становится понятной, если учесть, что иногда большая часть запасов полезного компонента бывает заключена всего лишь в одном или нескольких крупных высококачественных кристаллах кварца.

При таком распределении полезного компонента подсчет запасов обычным методом путем вычисления среднего содержания горного хрусталя по пробам, выработкам и блокам оказывается невозможным: большая часть проб совсем не содержит полезного компонента, в то же время редкие единичные пробы характеризуются очень высоким («ураганным») содержанием.

Наиболее сложной частью комплекса геологоразведочных и добычных работ на месторождениях с однополостными хрусталеносными телами являются поисково-разведочные работы. Когда кварцевая жила или пегматитовое тело обнаружены и гнезда в них вскрыты разведочными выработками, на долю добычных работ остается выемка кристаллов из гнезда. При этих условиях опробование и подсчет запасов теряют свое обычное значение вследствие очевидного слияния разведки с добычей. Однако это справедливо только по отношению к единичному разведываемому хрусталеносному телу, а для месторождения в целом задача подсчета запасов по данным геологоразведочных работ не теряет своей актуальности.

Геолого-статистический метод позволяет производить подсчет запасов для такого рода месторождений при условии частичной или полной практической невозможности получения представительных проб. Точность подсчета по этому методу невелика, но для большого количества объектов под-

счета, когда ошибки разных знаков взаимно компенсируются, суммарная точность его может быть вполне удовлетворительной и обеспечивать необходимую плановность добычи.

Сущность геолого-статистического метода подсчета запасов однополостных коренных тел сводится к следующему. Вначале собираются и обрабатываются статистические данные по отработке ряда хрусталеносных тел и материалы геологической документации по ним. На основании этого производится группировка объектов по количеству добытых из них запасов полезного компонента. Каждая из групп характеризуется, с одной стороны, определенным средним запасом, а с другой, рядом присущих ей геологических признаков, которые приобретают значение оценочных критериев.

Запасы вновь разведываемых объектов определяются путем сравнения геологических оценочных признаков этих объектов с признаками, установленными для групп выработанных объектов. При совпадении оценочных признаков одинаковыми принимаются и запасы объектов: они считаются равными среднему вероятному запасу объекта соответствующей группы. При этом запасы определяются сразу, без каких-либо промежуточных вычислений средних содержаний полезного компонента и без прямой зависимости от геометрических размеров объекта. При таком способе определения запасов пользуются специально заготовленными для этой цели таблицами геологических оценочных признаков.

В других вариантах геолого-статистического метода, разработанных применительно к различным условиям и типам объектов подсчета запасов, подсчет ведется иначе. Так, например, для элювиально-делювиальных россыпей кристаллов кварца с резко неравномерным распределением полезного компонента подсчет запасов ведется путем определения количества и качества кристаллов как наиболее важных данных для подсчета. Определение количества кварца в россыпи основано на использовании точечных (буровых) проб и статистической зависимости распространения кристаллов и их обломков на коренном ложе россыпи от относительного количества положительных проб, а также от величины концентрации кристаллов на единицу площади.

Эти величины определяются по специально выработанным шкалам, исходя из характера материала пробы и условий проходки скважин через продуктивный слой россыпи.

Определение качества кристаллов кварца, измеряемое процентами выхода моноблоков, основано на использовании статистических сведений по добыче кристаллосырья. В этом варианте геолого-статистического метода требуются простейшие вычисления содержания кварца и выхода из него полезного компонента, а также площадей и объемов россыпи, от которых запасы зависят уже непосредственно. Специфичность такого подсчета запасов заключается в геолого-статистическом способе определения двух первых величин.

Возможны и применяются также другие варианты геолого-статистического метода подсчета запасов с использованием сведений по выработанным участкам месторождения или отдельным хрусталеносным телам.

Не касаясь деталей различных вариантов геолого-статистического метода подсчета запасов, рассмотрим лишь обоснование возможности и правомерности его применения. Для этого прежде всего нужно выяснить, при каких условиях можно подсчитывать запасы геолого-статистическим методом и на чем базируется такой способ подсчета.

К таким условиям относятся, прежде всего, следующие:

1. Наличие необходимого количества статистических сведений об оцениваемом типе объектов и, в первую очередь, о их геологических особенностях и о пределах колебания запасов.

2. Наличие статистической зависимости между теми или иными геологическими особенностями объектов оценки и запасами в них полезного компонента.

Рассмотрение второго условия составляет главную задачу настоящей работы. Если указанной зависимости не существует, то, по-видимому, определение количества запасов, основанное на сравнении геологических характеристик объектов, невозможно.

Рассмотрим сначала теоретическую возможность такой зависимости. Полезные компоненты — монообласти кондиционного размера могут образовываться в кристаллах лишь при определенных условиях, зависящих от состава и концентрации минералообразующего раствора, температурного перепада, давления, наличия примесей, тектонической обстановки и других факторов.

Эти факторы обуславливают не только образование крупных монообластей в кристаллах кварца, но и парагенезис минералов пегматитовых тел и занорышей, морфологию и текстуру пегматитов, характер включений в минералах, размеры кристаллов и др. Все эти особенности или признаки свидетельствуют о наличии крупных (кондиционных) монообластей кристаллов кварца. Отсутствие какого-либо из признаков (или другая форма его проявления) указывает на иное действие факторов минералообразования и, таким образом, в какой-то мере влияет на процесс формирования крупных монообластей. Именно в этом смысле можно говорить о взаимной связи геологических признаков с количеством запасов полезного компонента.

Сами первичные факторы, функцией которых является наряду с полезным компонентом кристаллов кварца весь комплекс признаков объекта подсчета запасов, недоступны для наблюдения. Они лишь теоретически реконструируются на основании изучения указанных выше признаков. Практически приходится оперировать именно внешними признаками, а не факторами, обуславливающими образование самих пегматитов. Сложностью и малой вероятностью возникновения благоприятных условий для образования в кристаллах кварца монообластей больших размеров объясняется спорадичность проявлений кристаллов кварца с монообластями.

Как видно из вышесказанного, зависимость между геологическими признаками и количеством запасов полезного компонента не может быть простой ввиду сложных условий ее происхождения. Такая зависимость может быть выявлена в результате статистического анализа сведений по выработанным хрусталеносным телам месторождения.

В данной работе использованы сведения по выработанным объектам одного из пегматитовых месторождений. Хрусталеносными объектами мы называем пегматитовые тела с занорышами, содержащими кристаллы кварца промышленного типа, и их элювиально-делювиальные развалы. Фактически выработанные запасы этих объектов колеблются в очень широком диапазоне (рис. 1). На приведенном на рис. 1 графике 115 выработанных объектов расположены в порядке возрастания их запасов и разделены на 10 групп по 10 объектов в каждой, исключая первые 15 объектов, запасы ко-

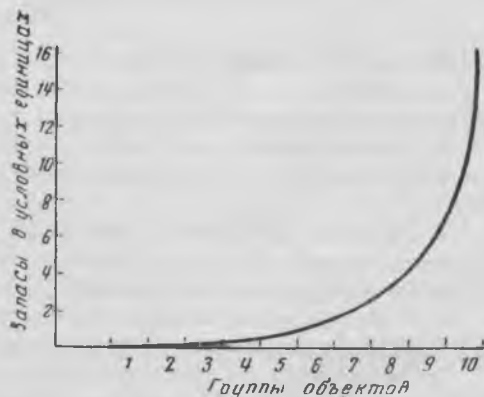


Рис. 1. Распределение объектов по количеству запасов

торых очень малы, а геологические данные менее достоверны. На основе сведений по этим 100 выработанным объектам построены графики, выражающие зависимость между запасами полезного компонента и некоторыми геологическими признаками объектов (рис. 2).

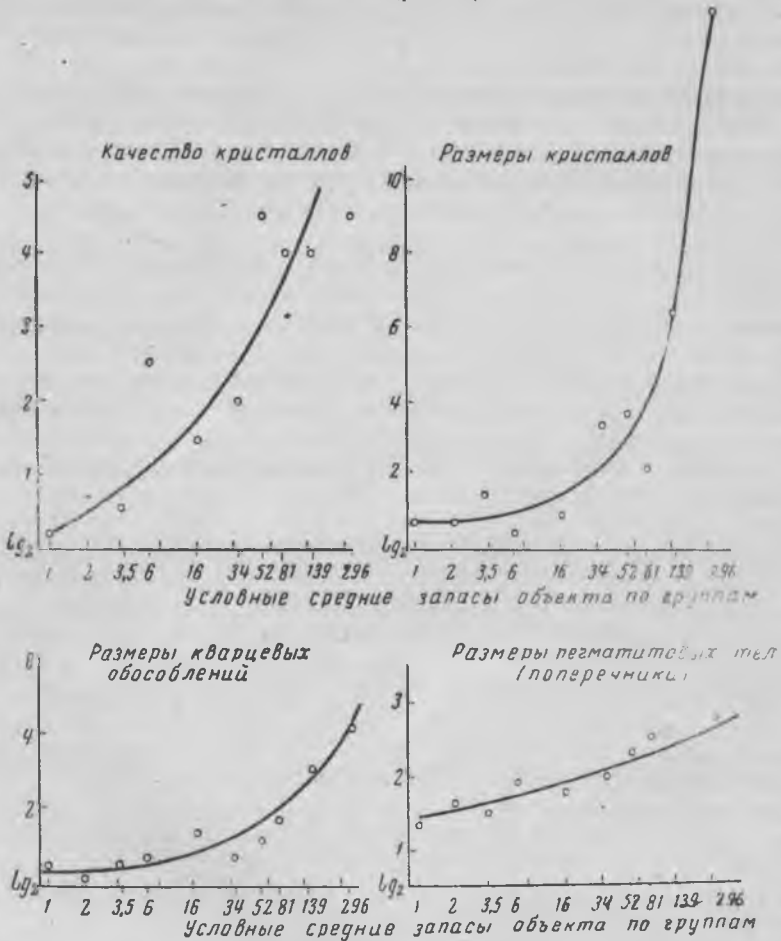


Рис. 2. Зависимость значений оценочных признаков от запасов объекта

- В качестве характерных оценочных признаков использованы следующие:
1. Качество кристаллов, определяемое выходом полезного компонента, выраженным на графике в условных единицах.
 2. Размеры кристаллов, определяемые объемом наибольших кристаллов, встреченных в отработанных объектах, который выражен в условных единицах.
 3. Размеры кварцевых обособлений (кварцевых ядер дифференцированных пегматитовых тел), определенные из веса добытого серого кварца и выраженные на графике в условных единицах.
 4. Размеры пегматитовых тел, выраженные в виде полусумм наибольших горизонтальных поперечников в условных единицах.

По оси абсцисс на графиках откладываются средние запасы объекта по 10 группам, а по оси ординат — средние значения признаков по каждой из групп (см. рис. 2), выведенные на основании материалов геологической документации.

Для получения более наглядной формы графиков средние запасы объектов вследствие очень большого диапазона даны по оси абсцисс в условных цифрах логарифмической шкалы (логарифмы при основании 2). Приведенные графики отчетливо отображают не только наличие, но также характер связи, существующей между запасами объекта и каждым из четырех признаков. Большой разброс точек объясняется сравнительно малым количеством использованных данных, взятых всего по 100 объектам. В это число вошли только те из выработанных объектов, по которым имеется наиболее надежная документация.

Если связь такого признака, как качество кристаллов, с запасами объекта очевидна, то по многим другим признакам, например размер кварцевых обособлений, наличие связи требуется доказать.

Выявленные таким образом связи между запасами объекта и его геологическими признаками, выражающие собой реальные статистические закономерности, являются тем основанием и обязательным предварительным условием, при наличии которого возможно применение геолого-статистического метода.

Естественно, чем большее число признаков будет учитываться при определении запасов, тем надежнее будет определение. Так как наличие комплекса признаков выявляется при разведке объекта, по которому подсчитываются запасы, то этим определяется целенаправленность разведочных работ в получении необходимого комплекса признаков. При дальнейшем геологическом изучении объектов в процессе их разработки можно установить новые признаки для определения запасов, благодаря чему надежность подсчета запасов будет повышаться.

Все вышесказанное позволяет сделать следующие выводы:

1. Геолого-статистический метод подсчета запасов для некоторых месторождений горного хрусталя является единственным возможным, причем формы этого метода могут быть разнообразны и должны разрабатываться с учетом конкретных особенностей каждого месторождения.

2. Геолого-статистический метод базируется на наличии связи между геологическими особенностями (признаками) хрусталеносных тел и запасами полезного компонента в них. Признаки и влияние их на величину запасов устанавливаются в процессе изучения месторождения.

3. Геологоразведочные работы на месторождениях, где применим только геолого-статистический метод подсчета запасов, должны быть ориентированы на выявление возможно более полного комплекса признаков по каждому разведываемому объекту.

Г. А. Кузнецова

МОРИОНСОДЕРЖАЩИЕ ПЕГМАТИТЫ ОДНОГО ИЗ РАЙОНОВ СИБИРИ

Исследованные автором и описанные в данной статье шширообразные морионсодержащие пегматиты пространственно и генетически связаны с верхнемеловыми гранитоидами одного из массивов Охотского пояса. Массив этот имеет неправильную форму, вытянут в северо-восточном направлении и занимает площадь в 130 км^2 . Контакт гранитоидов, слагающих массив, с вмещающими породами имеет извилистые очертания, особенно в северной его части; западный контакт менее извилист и значительно круче (углы падения северного контакта $15\text{--}20^\circ$, а западного 30°). Характер контактов, обилие ксенолитов осадочных пород и проявление гибридации наводят на мысль, что массив находится в начальной стадии эрозии, причем западная его часть размыта глубже, чем северо-восточная. Слагающие массив породы прорывают и метаморфизуют верхнемеловые эффузивы, на основании чего определяется его возраст. Формирование массива происходило в три фазы: в первую фазу образовались основные породы от габбро-норитов до гранодиоритов, слагающие окраинные части массива на юго-западе и северо-востоке, во вторую фазу — лейкократовые граниты (средне- и мелкозернистые), в апикальных частях переходящие в гранит-порфиры, а в третью фазу — кварцевые порфиры, прорывающие мелкозернистые граниты второй фазы. Большая часть массива сложена породами, образовавшимися во вторую фазу, с которыми генетически и пространственно связаны пегматиты и для которых характерно наличие грейзенов. Участки развития пегматитов совпадают с участками развития грейзенов, что является характерной особенностью данного хрусталепроявления.

Характер контактового метаморфизма довольно однообразный: осадочные и вулканогенные породы, окружающие массив, ороговикованы и превращены главным образом в биотитовые роговики; реже эти породы содержат серицит, диопсид и совсем редко турмалин.

Гидротермальные образования представлены кварцевыми жилами и прожилками, флюорито-кварцевыми жилами, сульфидно-кварцевыми жилами, иногда содержащими золото, и кальцитовыми прожилками. Из рудных минералов в них присутствуют арсенипирит, галенит, халькопирит, молибденит, пирит, в меньшей степени касситерит и вольфрамит и еще реже золото. Большая часть из перечисленных минералов, особенно три последних, представляют чисто минералогический интерес.

Дайковые породы, развитые преимущественно в гранитах апикальной части массива, простираются в северо-восточном направлении ($70\text{--}80^\circ$), в то время как дайки, залегающие в роговиках, имеют северо-западное простирание (305°). Мощность даек небольшая — от 0,5 до $18\text{--}20 \text{ м}$, в среднем

2—5 м. Дайковые породы представлены четырьмя группами: 1 — диоритовыми порфиритами, которые являются наиболее древними; 2 — фельзитовыми порфиритами, метаморфизованными гранитами; 3 — кварцевыми порфирами, рвущими граниты; 4 — андезитами, возраст которых условно определяется как третичный. Андезиты так же, как и кварцевые порфиры, рвут граниты, слагающие данный массив.

В районе массива широко развиты дизъюнктивные нарушения; в западной части массива выделяется довольно мощная ослабленная зона северо-западного простирания шириной 3 км, протягивающаяся на 10 км. Именно к этой зоне и приурочены пегматиты, грейзены и дайковые породы. Нарушения трещинного типа представлены в основном тремя системами: 1 — трещины северо-восточного простирания ($40-80^\circ$); 2 — трещины широтного и близкого к широтному простирания ($80-280^\circ$); 3 — трещины северо-западного простирания ($280-320^\circ$). О времени образования трещин можно судить по породам, заполняющим их. Первыми образовались трещины широтного и близкого к широтному простирания, заполненные аплитами и аплитовидными гранитами, после них — трещины северо-западного простирания, заполненные грейзенами, кварцевыми жилами, флюорито-кварцевыми жилами и пегматитами. Это наиболее значительные трещины по мощности и протяженности. Нередко тонкие субпараллельные трещины этого направления объединяются в зоны мощностью от 0,4—0,5 до 300—350 м. Третьими и, видимо, последними образовались трещины северо-восточного простирания, которые заполнены дайками андезитов, реже диоритовых порфиритов, долеритов и кварцевых порфиритов. Морионсодержащие пегматиты залегают в эндоконтакте гранитного массива и связаны с участками развития аляскитов с характерной микропегматитовой структурой.

АЛЯСКИТЫ

Аляскиты макроскопически светло-серые неравнозернистые и слабо порфиroidные породы (рис. 1), связанные взаимопереходами со среднезернистыми биотитовыми гранитами. По мере приближения к гранитам размер зерен в аляскитах увеличивается и количество биотита в них возрастает. При исследовании под микроскопом устанавливается, что структура аляскитов гипидиоморфнозернистая, участками микропегматитовая (рис. 2) и порфиroidная с микрогипидиоморфнозернистой основной массой. Главными породообразующими минералами являются ортоклаз и кварц. Плаггиоклаз занимает подчиненное положение и представлен альбит-олигоклазом (№ 10—15). Биотит очень редок и образует широкотаблитчатые чешуйки, нередко хлоритизированные. Акцессорные представлены апатитом, цирконом и флюоритом, а рудные — титаномагнетитом и сфеном.

Результаты химических анализов (табл. 1) показывают, что аляскиты относятся к пересыщенным глиноземом ультракислым разностям, которые содержат значительное количество щелочей, бедны известью и обогащены летучими компонентами. По данным спектрального анализа, в этих породах содержатся следующие элементы: литий, бериллий, кальций, марганец, хром, медь, галлий, иттрий, цирконий, олово, титан, барий, иттербий, свинец, рубидий, а в некоторых образцах, кроме того, ниобий, серебро, никель, ванадий, стронций, висмут и лантан.

ПЕГМАТИТЫ

Пегматиты локализируются в виде зоны северо-западного простирания ($300-310^\circ$) длиной 6 км и шириной 2 км, прослеживающейся в северо-за-



Рис. 1. Неравнозернистый аляскит.
Нат. вел.



Рис. 2. Аляскит с миксопегматитовой структурой. $\times 145$. Ник +

падной части массива. В пределах этой зоны пегматиты распределяются неравномерно: иногда в виде жил (рис. 3) и прожилков, чаще в виде тел линзообразной и гнездообразной формы (рис. 4), причем ориентировка этих тел совпадает с общей ориентировкой зоны. Размер гнезд пегматита колеблется от нескольких кубических сантиметров до $1 м^3$, длина линз — от 1—2 до 10 м, а жил пегматита — до 200 м. Иногда такие жилы с пережимами и выклиниваниями прослеживаются на расстояние 1 км.



Описываемые пегматиты относятся к дифференцированным и имеют четко выраженную зональность, причем каждая зона характеризуется своим парагенезисом и своей структурой (см. табл. 2). Формирование пегматитов происходило в два этапа: I этап — образование переходных и собственно пегматитовых зон; II этап — образование зон замещения.

Рис. 3. Схематическая зарисовка пегматитовой жилы
1 — аляскит; 2 — аляскит со шширами биотита; 3 — мелкозернистый пегматит; 4 — крупнозернистый пегматит; 5 — гнезда, обогащенные кварцем

Таблица 1

Результаты химического анализа аляскитов

Окислы	№ образца		
	936	268	775
SiO ₂	75,12	77,02	76,43
TiO ₂	0,013	0,05	0,07
Al ₂ O ₃	12,68	12,85	12,44
Fe ₂ O ₃	1,19	0,25	0,66
FeO	0,72	1,26	1,85
MnO	—	0,01	0,02
MgO	0,06	0,04	0,04
CaO	0,70	0,41	0,42
Na ₂ O	3,51	3,35	3,48
K ₂ O	4,81	4,52	4,52
+H ₂ O	0,38	0,08	0,06
-H ₂ O	0,16	—	—
P ₂ O ₅	—	0,01	0,02
Σ	99,34	99,85	100,00

Пересчет по методу А. Н. Заварицкого

№ образца	a	c	b	s	a'	f'	m'	c'	n'
936	11,1	0,9	2,5	82,5	26,3	68,4	5,3	0	52,3
268	13,1	0,5	3,6	82,8	60,0	40,0	1,7	0	52,0
775	13,5	0,5	3,6	82,4	40,0	60,0	1,8	0	53,8

Обр. 936 — мелкозернистый аляскит с участками микропегматитовой структуры. Аналитик Бровтман.
Обр. 268 — мелкозернистый аляскит. Аналитик Белопольский.
Обр. 775 — мелкозернистый аляскит с редкими чешуйками биотита. Аналитик Белопольский.

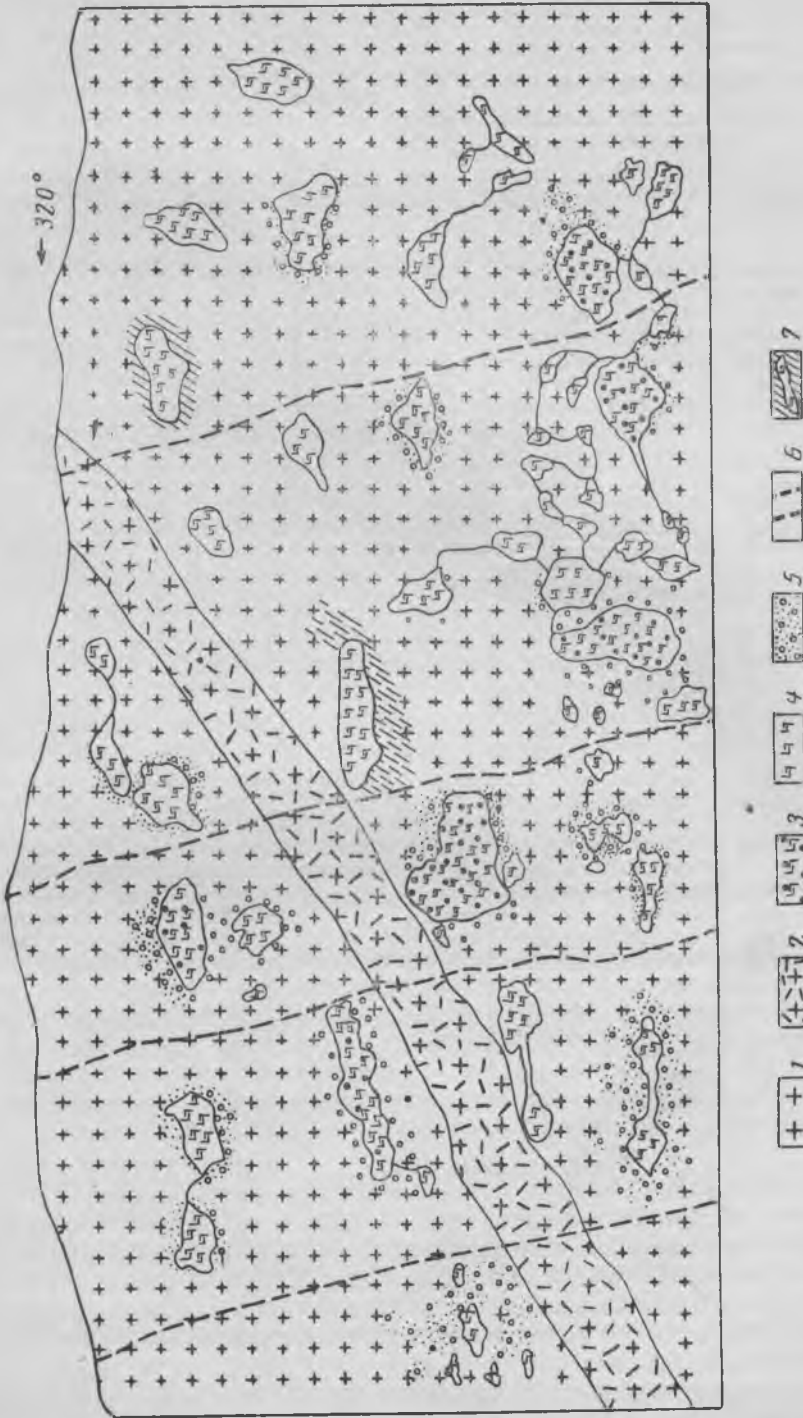


Рис. 4. Схема размещения гнейз и линз пегматита
 1 — мелкозернистый лейкокристаллический гранит типа аляскин; 2 — мелкозернистый лейкокристаллический гранит типа аляскин с морционом; 3 — гнейза редкометаллообогатившего пегматита с морционом; 4 — гнейза редкометаллообогатившего пегматита с морционом; 5 — зона биотитового обогатившего; 6 — гранит; 7 — альбиты, обогащенные гидроокислами железа

Таблица 2

	Первый этап						Второй этап	
	Переходные зоны			Собственно пегматитовые зоны			Зоны замещения	
	Внешняя	Миароловая	Биотитовой оторочки					
	Аляскит с микропегматитовой структурой	Аплитовидный гранит с мелкими миаролами и гнездами пегматита	Аплитовидный гранит со шширообразными стяжениями	Графическая	Пегматидная или блоковая	Кварцевая (ядро)	Альбит-мусковитовая	Мусковитово-кварцевая
Текстура	Микрографическая	Псевдопорфировидная	Пятнистая	Графическая мелкозернистая	Пегматидная крупно- и мелкозернистая	Грубозернистая друзовая и наложения от	Замещения и реликтовая	Брекчиевидная и зональная
Размер зерен, см	0,1—1,0	0,1—0,5	0,1—0,5	0,1—1,5	от 0,5 до 8—10	1—2 до 10—15, реже 25—30		
Размер включений, см		0,5—3,0	от 0,2—0,3 до 5,0—6,0					
Главные минералы, слагающие зону	Кварц, полевой шпат (альбит, ортоклаз, меньше микроклин), биотит	Кварц, полевой шпат, (в основном ортоклаз), биотит Состав миарол: кварц, полевой шпат, биотит, флюорит и др.	Кварц, полевой шпат (ортоклаз), биотит Состав стяжений: биотит, флюорит, кварц	Кварц полевой шпат (микророклин, анортотоклаз)	Кварц, полевой шпат, биотит, флюорит	Кварц (в том числе морион), флюорит, касситерит. Последние три минерала в малых количествах	Кварц, альбит, мусковит, бертрандит, хлорит, протолитнионит	Кварц, мусковит, хлорит, ломантит, кальцит и халцедон

Переходные зоны

Внешняя зона представлена аляскитом с микропегматитовой структурой. Мощность зоны колеблется от 2—3 до 10 м, реже более 10 м. Появление аляскитов с микропегматитовой структурой в районе массива свидетельствует о близости зоны развития пегматитов.

Миароловая зона отличается наличием миарол микропегматита, которые отчетливо выделяются на фоне более тонкозернистой аплитовой массы, создавая впечатление порфировидной структуры (псевдопорфировидная структура). Диаметр миарол от 0,5 до 3 см, реже больше 3 см. Минералогический состав их: кварц, полевой шпат, биотит, флюорит, мелифанит(?) и др.

Зона биотитовой оторочки отличается от миароловой зоны наличием шширообразных (шарообразной формы) стяжений биотита,

диаметр которых колеблется от 0,2—0,3 до 5—6 см, что придает породе пятнистое строение. По мере удаления от пегматитового тела размер и число этих стяжений уменьшаются, и они постепенно исчезают. Минералогический состав стяжений: биотит 75—80%, кварц 20—12%, флюорит 1—5%.

Суммарная мощность миароловой зоны и зоны биотитовой оторочки редко превышает 10 м. Иногда одна из этих зон отсутствует или слабо развита. Кроме того, на контакте гранитов с пегматитами отмечается наличие крупных кристаллов полевого шпата или кварца в виде «отторженцев», диаметр которых достигает 3—4 см, длина 5—8 см, реже 10 см, причем кристаллы кварца крупнее кристаллов полевого шпата.

Собственно пегматитовые зоны

Графическая зона — это зона письменного гранита, состоящая из калиевого полевого шпата и кварца, образующих типичные графические структуры. Зона не обладает большой мощностью (максимальная 25—30 см), а иногда почти совсем не развивается. Размер зерен в ней колеблется от 0,1 до 1,5 см, причем наблюдается постепенное увеличение их в направлении следующей (блоковой) зоны.

Пегматоидная или блоковая зона развита крайне неравномерно, мощность ее колеблется от нескольких сантиметров до 0,6—0,7 м. Крупность зерна увеличивается в сторону ядра, доходя до 8—10 см, но чаще не более 5 см. Минералогический состав зоны довольно однообразен. Она сложена кварцем, полевым шпатом, в меньшей степени биотитом, флюоритом и др. Отмечается явное преобладание полевого шпата, представленного кристаллами кремово-белого и розово-желтого цвета. В меньшем количестве присутствует дымчатый кварц. Переход между графической и пегматоидной зонами постепенный.

Кварцевая зона (ядро). Эта зона слагает центральную часть жилы и состоит главным образом из хорошо образованных кристаллов дымчатого, темно-дымчатого или черного кварца. В значительно меньших количествах в этой зоне отмечаются полевой шпат, биотит, флюорит и касситерит.

Кристаллы кварца этой зоны своими корнями «уходят» в пегматоидную зону. Часто зерна кварца в пегматоидной зоне служат основанием, на котором «воздвигнуты» кристаллы кварца с хорошо развитыми гранями призмы и ромбоэдров, которые и слагают кварцевую зону. Для кварцевой зоны характерна грубозернистая структура, чаще всего друзовидная. Кроме того, довольно обычными являются структуры наложения. Так, например, здесь отмечается не одна, а несколько генераций кварца, последовательно сменяющих друг друга.

Нередко одна из трех собственно пегматитовых зон не развивается совсем или развивается слабо. Так, иногда отсутствует графическая зона, и непосредственно за мелкозернистыми гранитами следует пегматоидная зона. Переход между этими зонами более четкий, резкий. Часто наблюдается резко несоразмерное развитие отдельных зон, причем чаще всего наиболее хорошо развивается кварцевая зона (ядро).

После образования переходных и собственно пегматитовых зон пегматиты подвергаются некоторой «переработке», сопровождающейся разведением и замещением ранее образовавшихся минералов и образованием новых минералов, в составе которых значительную роль играют редкие элементы. К. А. Власов [4] назвал этот процесс процессом редкометального замещения, а измененные в результате такого процесса пегматиты — редкометальнозамещенными пегматитами.

Зоны замещения

К зонам замещения относятся две зоны: альбит-мусковитовая и мусковитово-кварцевая. Наиболее характерной и общей чертой для зон замещения является разложение калинатровых полевых шпатов и других ранее выделенных минералов с образованием альбита, мусковита, мелкозернистого кварца и др., являющихся главными породообразующими минералами зоны замещения. Выделение двух зон (альбито-мусковитовой и мусковитово-кварцевой) основано на их количественном преобладании. Однако характеристика каждой зоны, в свою очередь, дополняется наличием других характерных минералов, имеющих небольшое количественное развитие. Так, в альбит-мусковитовой зоне отмечаются берtrandит, мелифанит (?) и гидрослюда, а в мусковитово-кварцевой зоне развиты еще цеолиты, карбонаты, халцедон и хлорит.

Для зон замещения характерны следующие структуры: зональная, реликтовая, разъедания, решетчатая, скелетная и радиально-лучистая. Как показали наблюдения, замещение пегматитов начинается во вторую стадию образования собственно пегматитового тела, что соответствует второй (пегматоидной) зоне. Для замещенных пегматитов особенно характерно наличие полных псевдоморфоз по калиевому полевому шпату и образование «рубашки» из мелкозернистого белого кварца по дымчатому и черному кварцу, а также развитие цеолитов, карбонатов, берtrandита, мелифанита (?) и др. Развитие процесса замещения завершает формирование пегматитов.

После того, как завершился процесс пегматитообразования (вплоть до образования замещенных пегматитов) и пегматиты оказались в зоне выветривания, началось разрушение и окисление их. Под влиянием агентов выветривания происходило, в первую очередь, накопление основного продукта разложения силикатов (в данном случае, преимущественно полевых шпатов) — каолинита. Кроме того, в заметных количествах образовывались гидроокислы железа, представленные лимонитом и, возможно, отчасти лепидокрокитом. В небольших количествах отмечается алуноген.

В результате на месте пегматитовых жил и гнезд образовались скопления буровато-желтой и желтой глины, среди которой встречаются отдельные кристаллы, их обломки, а иногда и целые друзы кристаллов дымчатого кварца, мориона и др. Морион легко может быть выделен из глинистой массы путем простой промывки.

Минералогический состав пегматитов

В составе пегматитов насчитывается 23 минерала, которые можно разделить на две основные группы: распространенные и малораспространенные. Распространенные минералы — кварц, флюорит, берtrandит, биотит-мусковит, анортотлаз, микроклин и альбит. Малораспространенные — магнетит, анатаз, касситерит, кальцит, апатит, циркон, турмалин, ортит, хлорит, халцедон, ломонтит и стеллерит (рис. 5).

Кварц

Кварц является самым распространенным минералом и образуется во все стадии формирования месторождения: от магматической до гипергенной. Представлен он тремя генерациями.

Кварц мелкозернистый светлосерого и серого цвета — породообразующий минерал гранитоидов. Несмотря на ультракислый состав, граниты, благодаря такой окраске кварца, имеют

Этапы	Название минерала	Переходные зоны			Собственно пегматитовые зоны		
		Внешняя	Микролужная	Биотитовая оторочки	Графическая	Пегматитовая	Кварцевая
I	Кварц светло-серый						
	Кварц вымчатый				
	Морцион				
	Кварц молочнок-белый						
	Аметист						
	Микроклин						
	Анортит						
	Биотит
	Ортит
	Апатит
II	Циркон
	Уфен
	Анатаз
	Касситерит
	Турмалин
	Кварц
	Берtrandцит
	Альбит
	Мусковит
	Кварц
III	Мусковит-серпичи
	Фалцедан
	Хлорит
	Юмнитцит
	Стеллерит
Кальцит	

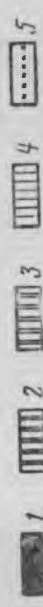


Рис. 5. Сводная таблица минералогического состава пегматитовых тел
 1 — преобладающие минералы; 2 — распространенные минералы; 3 — редко распространенные минералы; 4 — очень редко распространенные минералы; 5 — средние распространенные минералы

серый цвет. Этот кварц обычно полупрозрачен, его зерна в поперечнике имеют не более 1—2 мм, реже (в порфиридных выделениях) 3—4 мм. Под микроскопом он водянопрозрачен и иногда в нем видны пойкилитовые включения полевых шпатов, циркона и биотита.

Кварц зернистый дымчатой окраски — составная часть пегматитов. Вместе с полевым шпатом слагает первую, вторую и отчасти третью зоны. Кварц этот обычно полупрозрачный и обладает оттенками — от светло-дымчатого до темно-дымчатого. Размер его зерен колеблется от нескольких сантиметров до долей миллиметра, форма зерен самая разнообразная. Кристаллы почти не встречаются. Кварц нередко трещиноват, угасает волнисто и несет на себе следы катаклаза. Нередко он загрязнен пелитовыми частицами и содержит включения мелких пузырьков газа и жидкости. Ассоциируется с полевым шпатом, причем наибольшее количество последнего развивается на границе с третьей зоной.

Кварц кристаллический, представленный морионом и аметистом.

Морион является составной частью пегматитов, слагая в основном его третью зону (ядро). Цвет этих кристаллов не всегда черный, но чаще всего близок к нему. Иногда в одном кристалле можно наблюдать все цвета — от дымчатого до черного.



Рис. 6. Скелетные нарастания в форме пластинок на кристалле дымчатого кварца. 1/2 нат. вел.

Кристаллы мориона почти всегда имеют четко выраженную горизонтальную штриховку на гранях призмы. На гранях ромбоэдров иногда наблюдаются вицинали роста в форме треугольников. Последние несколько вытянуты и имеют острый угол при вершине. Такие вицинали обычно развиваются на отрицательном ромбоэдре. Общее направление их вытянутости «снизу — вверх — влево» говорит о том, что это левый кварц. Кроме того, отмечаются скелетные нарастания на кристаллах кварца в виде пластинок, расположенных под углом 40—45° (рис. 6).

При исследовании под микроскопом видно, что кристаллы кварца водянопрозрачны, иногда трещиноваты и содержат газовой-жидкие включения. Пустотки, заполненные газом, имеют форму гексагонов. Газово-

жидкие включения, в морионе располагаются иногда беспорядочно, но чаще приурочены к зонам роста кристаллов. Наибольшее количество скопленных газово-жидких включений (в виде цепочек) отмечается на границе мориона с его рубашкой из молочно-белого кварца.

По трещинкам в морионе нередко развиваются такие минералы, как вторичный кварц (обычно мелко- и тонкозернистый), мусковит, иногда альбит и гидроокислы железа.

В кристаллах мориона фиксируется наличие парагенетических минералов, например, берилла и хлорита. Иголки берилла располагаются в кварце в одиночку и группами в виде субпараллельных, а иногда радиально-лучистых сростков (рис. 7). Характерно, что вокруг включений берилла в кварце обра-



Рис. 7. Иголки берилла в кристалле мориона. $\times 1,5$

зуются радиально расходящиеся трещинки (лучи). Часто окраска распределяется неравномерно, причем основание кристалла более „пятнистое“ (чередование непрозрачных и полупрозрачных участков), но зато ближе к головке окраска становится равномерной, а кристалл — прозрачным. Длина кристаллов мориона колеблется от нескольких миллиметров до 0,5 м, а средняя 8—12 см; средний диаметр 4—5 см.

В кристаллах мориона развиты следующие простые формы: призма — m , основной ромбоэдр — R и второй ромбоэдр — r . Имеются две формы кристаллов, характеризующиеся формулами: $m > R > r$ и $m > R = r$, что соответствует, по данным А. В. Шубникова [11], температурам образования 360 и 300°. Чаще всего встречаются короткостолбчатые кристаллы с развитием одной верхней головки. Изредка отмечаются кристаллы с преобладанием одной из ромбоэдрических граней — тип Дофинэ. По данным Г. М. Вировлянского [3], такой кварц характерен для начального процесса. Кристаллы такого типа встречаются в пустотках; обычно они чистые, водянопрозрачные и вытянуты по оси z . Встречаются и асимметричные кристаллы, причем асимметрия проявляется в одностороннем развитии их. Реже отмечаются двусторонние асимметричные кристаллы, в которых хорошо развита одна головка (видимо, верхняя), а с противоположной стороны развивается несколько головок с плохо развитыми гранями.

Аметист. Среди делювия мелкозернистого аляскита отмечены довольно крупные обломки кристаллов кварца (диаметром до 30 см), представленные аметистом. В основании этих кристаллов отмечаются полевые шпаты, находящиеся в тесном сростании с кварцем. Судя по форме, сростания, по-видимому, являются пегматитовым (пегматоидными), что и послужило поводом для отнесения аметиста к группе минералов пегматита. Температура образования аметиста, по данным А. Е. Ферсмана [10], 100—250°.



Рис. 8. Морион в рубашке молочно-белого кварца. 2/3 нат. вел.

Кварц зернистый молочно-белого цвета. Обычно этот кварц образует тонкую «рубашку» или «чехол», который покрывает кристаллы мориона, точно повторяя контуры последних (рис. 8). Толщина этой «рубашки» колеблется от долей миллиметра до 2—3 мм, реже 8—10 мм. Изучение шлифов показало, что эта «рубашка» образовалась в несколько приемов, о чем говорит наличие в ней прослоев газожидких включений. В некоторых шлифах отчетливо видна тонкая слюдястая оторочка, располагающаяся на границе мориона и «рубашки» молочно-белого кварца. В других шлифах отмечались мелкие (до 0,08 мм в длину и 0,02 мм в диаметре) хорошо образованные кристаллики кварца, которые располагаются вдоль зоны, заполненной газожидкими включениями (рис. 9). Строение «рубашки» молочно-белого кварца радиально-лучистое, угасание мозаичное (волнистое).

По данным Д. П. Григорьева [6], молочно-белый кварц является первично замутненным. Исследования показали, что захват газожидких включений происходил лишь в самые последние стадии роста кристалла кварца, благодаря чему первично замутненный молочно-белый кварц и образует внешнюю оболочку.



Рис. 9. Мелкие кристаллики кварца, расположенные вдоль зоны, заполненной газожидкими включениями в молочно-белом кварце

Кварц кристаллический, представленный горным хрусталем и цитрином. Горный хрусталь развивается в незначительных количествах после молочно-белого кварца. На кристаллах мориона и дымчатого кварца, «одетого» в «рубашку» молочно-белого кварца, фиксируется как бы вторая «рубашка», состоящая из мелких (до 4—6 мм в длину и 1,5—2,0 мм в поперечнике) кристалликов горного хрусталя. Эта «рубашка» развивается неравномерно, часто только на одной или двух гранях мориона и имен-

но на тех, которые обращены, по-видимому, внутрь полости. В результате получается зональная структура.

Цитрин имеет лимонно-желтый цвет. Он встречается довольно редко и образует мелкие (до 1 мм) полупрозрачные и прозрачные кристаллики. Последние хорошо образованы и сильно вытянуты по оси z , реже сплюснуты и асимметричны. Часто отмечаются мелкие друзы. Ассоциирует цитрин с горным хрусталем, флюоритом и халцедоном.

Темные слюды

Биотит встречается как в переходных, так и в собственно пегматитовых зонах и представлен двумя генерациями. Биотит первой генерации является порообразующим минералом во внешней и миароловой зонах, где отмечается в небольшом количестве в виде мелких (не более 2,0—3,0 мм) чешуек, нередко замещенных мусковитом; $Ng \approx Nm$ и колеблется от 1,654 до 1,682.

Биотит второй генерации — один из главных минералов зоны биотитовой оторочки, где образует беспорядочные скопления шарообразной (рис. 10) или близкой к ней формы, а также удлиненные и псевдогексагональные кристаллы. Этот биотит темно-бурый, нередко с зеленоватым или даже золотистым оттенком («кошачье золото») и содержит включения мелких зерен альбита, кварца, циркона и флюорита. Иногда по биотиту второй генерации развивается магнетит.

Лепидомелан встречается в собственно пегматитовой зоне, где образует мелкие «пакеты» в занорышах. Очень часто такие скопления лепидомелана окаймлены таким же молочно-белым кварцем, какой образует «рубашку» на морионе. В некоторых участках отмечалось замещение лепидомелана хлоритом, которое начинается обычно по трещинкам спайности и с краев зерен и постепенно охватывает все зерно. Иногда «пакеты» лепидомелана окаймлены светлой слюдой, образующей тонкую оболочку (до 1 мм) из мелких радиально-лучистых кристаллов. Как

показали детальные исследования, эта оболочка не является однородной и состоит из лепидолита и мусковита, причем лепидолит образует внутреннюю, а мусковит — внешнюю часть оболочки, $Ng \approx Nm$ и колеблется от 1,680 до 1,738, а $2V$ не превышает минус 14° . Подобные константы, по данным А. Н. Винчелла [2], характерны для лепидомелана, почти лишенного флогопитовой (магнийсодержащей) частицы или содержащего ее в небольшом количестве. Сравнительно малая



Рис. 10. Шарообразные стяжения биотита.
Нат. вел.

величина $2V$, видимо, объясняется тем, что значительная часть лепидомелана подвергалась выветриванию, что могло обусловить переход большей части закисного железа в окисное, а это, в свою очередь, повлияло на понижение $2V$ и повышение Ng до 1,745—1,793.

Светлые слюды

Светлые слюды представлены тремя генерациями: 1 — наиболее крупночешуйчатая светлая слюда, близкая по составу к пикрофенгиту; 2 — лепидолит; 3 — мелкочешуйчатый пикрофенгит, но более богатый, по сравнению с первой генерацией, ферримусковитовой частицей.

Крупночешуйчатый пикрофенгит является одним из наиболее распространенных минералов замещенных пегматитов. Он встречается в подчиненном количестве в полнодифференцированном пегматите, где чаще всего замещает биотит; образует небольшие кристаллы (не более 1 см), а его кристаллические агрегаты имеют форму чешуек, радиальных и радиально-лучистых сростков и псевдогексагональных кристаллов.

Микроскопическое изучение показало, что мусковит-пикрофенгит, как правило, имеет сложное зональное строение: однородное ядро шестиугольного очертания, периферические части которого имеют тонкое концентрически-зональное строение (ширина периферических частей несколько меньше диаметра ядра), за ядром — ободок из листочков бесцветной слюды, которые располагаются перпендикулярно контурам ядра и параллельно друг другу. Мощность ядра 0,01—0,1 мм, а оболочки — 0,05 мм. Снаружи иногда отмечается еще более тонкий ободок (0,03 мм) слабо зеленоватой слюды с более низким показателем преломления. Зональное строение мусковита показано на рис. 11



Рис. 11. Зональный мусковит (иммерсионный препарат). $\times 100$

Оптические константы замерялись для ядра минерала, и из 10 замеров девять оказались близкими и составляли: $2U = -35^\circ$; $Ng \approx 1,600$; $Nm \approx 1,590$ и $Np \approx 1,560$. По диаграмме А. Н. Винчелла приведенные данные соответствуют следующему составу: пикрофенгитовой частицы $K_2MgAl_3(Si_7Al)_{20}(OH)_4$ — 65%, мусковитовой частицы $K_2Al_4(Si_6Al_{12})O_{20}(OH)_4$ — 25%, ферримусковитовой частицы $K_2Al_2Fe_2(Si_6Al_{12})O_{20}(OH)_4$ — 10%.

Таким образом, описываемая слюда, по данным оптических исследований, относится к пикрофенгиту.

Ассоциирует пикрофенгит с кварцем и вместе с ним замещает ряд минералов, в том числе полевые шпаты и биотит.

Лепидолит слагает внутреннюю часть оболочки, непосредственно прилегающую к биотиту и лепидомелану, и очень похожа на ту слюду, которая слагает периферическую зону в вышеописанном зональном мусковите (пик-

рофенгите). Мощность лепидолитовой оболочки не превышает 0,03—0,04 мм. Оптические константы: $N_p = 1,534 \pm 0,002$; $N_m = 1,555 \pm 0,002$; $N_g = 1,558 \pm 0,02$; $2V = -40^\circ$.

Мелкочешуйчатый пикрофенгит, обогащенный ферримусковитовой частью, слагает оторочку вокруг лепидомелана (не непосредственно, а через лепидолит) и отличается более высокими показателями преломления: $N_p = 1,562 \pm 0,001$; $N_m = 1,597 \pm 0,002$; $N_g = 1,604 \pm 0,002$; $2V = - (35-40^\circ)$.

Эти данные соответствуют, по А. Н. Винчеллу [2], следующему составу: пикрофенгитовой частицы — 50%; мусковитовой частицы — 25%; ферримусковитовой частицы — 25%.

Как видно из приведенных данных, в светлой слюде третьей генерации сокращается количество пикрофенгитовой частицы, но увеличивается содержание ферримусковитовой частицы, что и отличает его от крупночешуйчатого пикрофенгита.

Полевые шпаты

Полевые шпаты представлены калиевыми разностями и плагиоклазами кислого состава.

Калиевый полевой шпат широко распространен как в переходных, так и собственно пегматитовых зонах, являясь, наряду с кварцем, одним из основных породообразующих минералов пегматитов. Встречается он в мелких и крупных кристаллах короткопризматической и толстотаблитчатой формы. Размер кристаллов в среднем 1—2 см, реже 5—8 см. Цвет минерала чаще всего белый, кремово-белый, желтоватый и иногда красноватый (за счет гидроокислов железа).

Таблица 3

№ образца	Координаты спайности			Плоскость спайности	2V	Минерал
	N_g	N_m	N_p			
2209	86	8	83	001	—	Анортоклаз
2209	80	74	19	100	-66°	«
102	87	6	86	001	-72°	«
102	85	70	21	100	—	«
261	80	15	79	001	-60°	Микроклин
261	74	20	79	001	—	«
2202	84	13	79	001	-80°	«
16	82	12	81	001	-70°	«

Как видно из табл. 3, калиевый полевой шпат представлен микроклином и анортоклазом, с преобладанием первого. Ассоциирует калиевый полевой шпат с кварцем, плагиоклазом, мусковитом и другими минералами. Призматические кристаллы его нередко сдвойникованы и содержат пертитовые вроски альбита. Кроме того, альбит замещает микроклин, образуя кайму вокруг его кристаллов или развиваясь по трещинкам внутри последних (в данном случае альбит, как правило, сдвойникован). Показатели преломления калиевых полевых шпатов: $N_g = 1,525$; $N_m = 1,522$; $N_p = 1,518$. В зоне замещения калиевый полевой шпат замещается также кварцем, мусковитом (типа серицита) и гидроокислами железа. Нередко эти минералы образуют полные псевдоморфозы по микроклину. Реже калиевые полевые шпаты нацело замещаются одним кремневым агрегатом крипнокристаллической структуры. Эта кремневая порода на 98% состоит из кварца и на 2%

из серицита и гидроокислов железа. Кварц представлен мельчайшими (тысячные доли миллиметра) зернами, образующими главную массу псевдоморфозы. Иногда при замещении микроклина кварцем отмечаются участки с решетчатым строением — одни зерна вытянуты перпендикулярно другим, т. е. сохраняются реликты решетчатой структуры.

Плагиоклазы представлены альбитом и реже олигоклазом. По сравнению с калиевым полевым шпатом они занимают подчиненное положение, причем альбит развит больше в зоне замещения.

Таблица 4

№ шлифа	Координаты двойниковой оси			№ плагио-клаза	Координаты двойникового шва			Плос-кость шва	2V	Закон двойни-кования	Закон двойнико-вания
	Ng	Nm	Np		Ng	Nm	Np				
2313	14,5	75,5	88,5	7	—	—	—	(010)	+83°	⊥ (010)	Альбитовый
2202	9	81	89	13	—	—	—	(010)	—	⊥ (010)	«
1452	10	80	89	30	—	—	—	(010)	+88°	⊥ (010)	«
123	76	14	89	32	15	76	88	(010)	—	⊥ [100]	«
53	84	67	24	31	—	—	—	—	+83°	$\frac{(010)}{[001]}$	Альбитово-карлсбадский
53 (периф.)	86,5	71,5	19	23	—	—	—	—	+70°	$\frac{(010)}{[001]}$	«
1	77	20,5	74,5	10	—	—	—	—	+83°	[001]	Карлсбадский
1456	88	4	86,5	21	—	—	—	—	+65°	⊥ (001)	Манебахский

Как видно из таблицы 4, плагиоклазы представлены альбитом № 7 и 10 и кислым плагиоклазом № 13 и 23; иногда центральная часть плагиоклаза сложена андезином № 31, а периферия — альбит-олигоклазом или альбитом.

Альбит является характерным минералом стадии замещения, начиная с первых ее этапов. Вначале он образуется по калиевому полевоу шпату, причем в результате замещения последнего альбитом формируются характерные структуры замещения. Так, прорастания калиевого полевого шпата альбитом приводят к образованию оболочковых и метасоматических структур, выделяемых А. К. Болдыревым. Оболочковые структуры характерны тем, что альбит начинает замещать калиевый полевой шпат с периферии, образуя вокруг его кристаллов оболочку и постепенно разъедая ядро. Метасоматические структуры представлены прямолинейно-полосчатой и полосчато-пятнистой формами. Они более распространены по сравнению с оболочковыми. Для них характерно развитие тонких и тончайших жилочек альбита в калиевом полевоу шпате, причем нередко наблюдается одновременное погасание этих жилочек, что отмечал А. К. Болдырев [1].

Флюорит

Флюорит встречается довольно часто, но его количество в породе крайне невелико. Наблюдается он почти во всех зонах пегматита, чаще всего блоковой. Ассоциирует с кварцем и полевыми шпатами, образуя мелкие зерна (не более 2 см) зеленого и бледно-зеленого цвета.

*

Описываемые пегматиты по классификации Н. П. Ермакова [7, 8] и Е. М. Лазько [9] близки к камерным. Они изометричны и четковидны, хорошо дифференцированы и зональны, а в их занорышах, кроме мориона,

развивается берилл — аксессуарный минерал, весьма характерный для этих пегматитов. В отношении кварца эти пегматиты специально не исследовались но на основании некоторых фактов можно сделать определенные выводы:

1. С таким типом пегматитов чаще всего связаны наиболее крупные и практически ценные месторождения пьезокварца.

2. Пегматитовые зоны располагаются согласно с линией максимальной вытянутости массива, что, по данным Ф.И. Вольфсона [5], наиболее благоприятно для их развития. В связи с этим не исключена возможность, что при более детальной разведке описываемых пегматитов могут быть обнаружены и более крупные тела, интересные и в практическом отношении.

3. Как показали исследования, пегматиты могут представлять интерес также в отношении целой группы редких элементов, в том числе таких, как рубидий, иттрий, галлий и др. Окончательно решить этот вопрос можно лишь после проведения систематических разведочных работ со специальным опробованием.

В заключение следует отметить, что в районе Восточной Сибири пегматиты, подобные вышеописанным, отмечаются нередко. Однако до сих пор они не исследованы в отношении кварца. Несмотря на то, что описанное хрусталепроявление представляет скорее чисто минералогический интерес, не исключена возможность нахождения в этом районе пегматитов, перспективных в отношении хрусталеносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Болдырев А. К. О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевых шпатовых сростаний. Гос. научно-техническое горно-геолого-нефтяное изд-во, 1934.
2. Винчелл А. Н. Оптическая минералогия. Изд-во иностранной литературы, 1949.
3. Вировлянский Г. М. Кварц как геологический термометр. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. LXII, № 3, 1938.
4. Власов К. А. Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. Изв. АН СССР, серия геологическая, № 2, 1952.
5. Вольфсон Ф. И. Структура эндогенных рудных месторождений. Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. Изд-во АН СССР, 1953.
6. Григорьев Д. П. Некоторые явления генезиса минералов в жилах. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. L XXXIII, № 3, 1954.
7. Ермаков Н. П. Гранитные пегматиты, силекситы и кварцолиты Казахстана. Минералогия и генезис пегматитов. Межд. геол. конгресс, XXI сессия. Изд-во АН СССР, 1960.
8. Ермаков Н. П. Происхождение остаточных пегматитов камерного типа на Волыни. Тр. ВНИИП, т. I, вып. I, 1957.
9. Лазько Е. М. О генезисе хрусталеносных образований и промышленных типах месторождений пьезокварца. Тр. ВНИИП, т. I, вып. I, 1957.
10. Ферсман А. Е. Пегматиты. Изд-во АН СССР, 1960.
11. Шубников А. В. Кварц и его применение. Изд-во АН СССР, 1940.

ИСКУССТВЕННЫЕ КРИСТАЛЛЫ

В. Г. Лушников, В. Е. Хаджи

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ СИНТЕЗ КРИСТАЛЛОВ КВАРЦА СИНЕГО ЦВЕТА

Кристаллы кварца, выращенные в гидротермальных условиях методом температурного перепада в водных растворах карбоната натрия, бесцветны. В некоторых работах, посвященных вопросам гидротермального синтеза кварца, имеются отдельные указания на образование аллохроматически окрашенных кристаллов голубого (ион Cu^{2+}) [9] и розового (ион Ag^{1+}) [13] цвета. Наиболее обстоятельно вопрос образования синтетического кварца бурого и зеленого цвета изложен в работах советских и зарубежных исследователей [6, 7, 10], указывающих на возможность получения окрашенных кристаллов в системе $\text{K}_2\text{CO}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$.

В природных условиях кристаллический кварц синего и голубого цвета встречается крайне редко, чаще всего в виде порообразующего минерала в гранитах, кварцевых порфирах, кристаллических сланцах и гнейсах. Ряд исследователей связывал синюю окраску естественного кварца с включениями микроскопических кристалликов рутила, турмалина и крокидолита [8].

Впервые синие кристаллы кварца были получены нами в 1958 г. на затравках базисного среза при введении в систему $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{SiO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ соединений кобальта (CoAs_2 , CoCl_2 , Co_2O_3 , CoCO_3 и др.)¹.

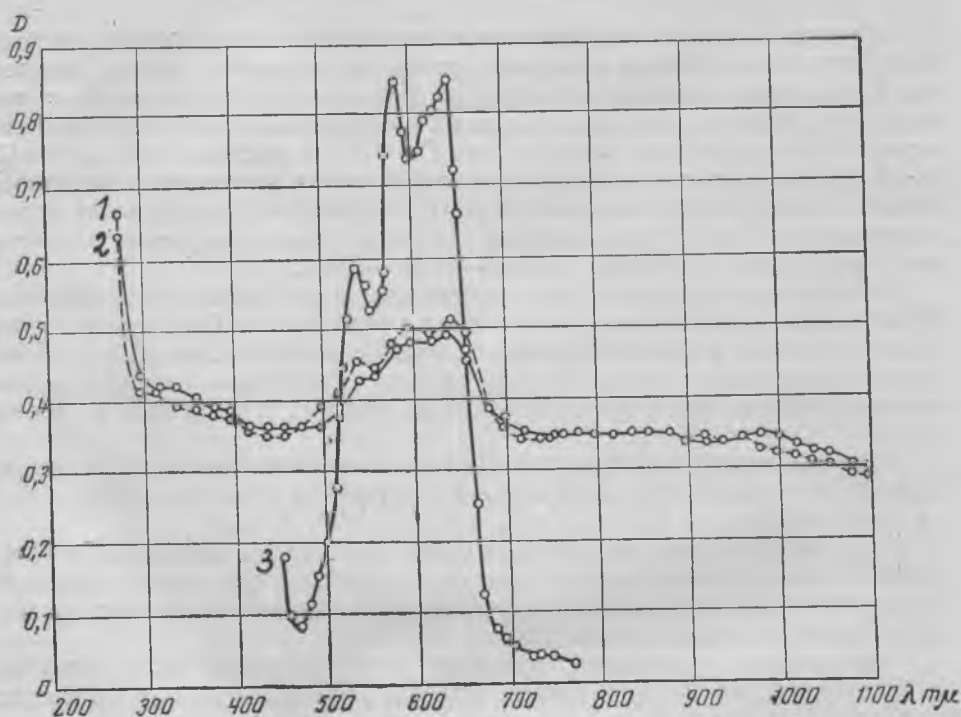
При морфологическом изучении синих кристаллов кварца было установлено, что синяя окраска в нарощенном материале подчиняется законам зонального и секториального распределения, характерным для неструктурной примеси силикатов натрия [5].

Результаты химических анализов пирамиды роста $\langle 0001 \rangle$ приведены в таблице, из которой видно, что содержание кобальта в кварце возрастает с увеличением скорости роста. Наряду с этим в кристаллах увеличивается интенсивность окраски. Интересно отметить, что минимальная скорость, при которой начинается захват пигмента, для пирамиды $\langle 0001 \rangle$ близка к «пороговой» скорости захвата неструктурной примеси. Экспериментальные данные свидетельствуют о том, что интенсивность синей окраски в кристаллах увеличивается также с повышением концентрации соды в растворе. Влияние концентрации красителя в растворе на интенсивность окраски не изучено, поскольку не проводились исследования растворимости солей кобальта в щелочной среде при высоких температурах и давлениях. По данным химических анализов, отработанные растворы при комнатной температуре содержат около 0,0175% Co^{2+} . Для заданных значений скорости роста разница температуры кристаллизации в 20—30° С и давления в 200—250 кг/см^2 не приводит к заметным изменениям окраски.

¹ Первые образцы синих кристаллов кварца демонстрировались в 1959 г. на Втором совещании по росту кристаллов в г. Москва.

№ образ-ца ¹	Содержание в вес. %									V (0001) в мм/сут-ки	Окраска
	Na ₂ O + K ₂ O	CaO	MgO	Al ₂ O ₃	Fe _{общ.}	TiO ₂	MnO	Cr ₂ O ₃	Co ²⁺		
1	0,31	0,06	0,14	0,32	0,068	0,008	0,0015	Сл.	0,0094	0,75	Темно-синяя
2	0,10	0,06	0,09	0,26	0,069	0,012	0,0010	*	0,0021	0,70	Синяя
3	0,09	0,08	0,02	0,27	0,063	0,008	0,0015	0,0004	0,0010	0,53	Голубая

Для подтверждения связи центров синей окраски с ионом Co^{2+} были проведены исследования спектров поглощения в препаратах, изготовленных из пирамиды роста $\langle 0001 \rangle$. Измерения производились в поляризованном свете в интервале длин волн 250—1100 мμ на спектрофотометре СФ—4 (см. рисунок, кривые 1, 2), а также на приборе СФ—5 без поляри-



Кривые спектрального поглощения для синего синтетического кварца 1, 2 — кристалл голубого цвета (1 — обыкновенная волна, 2 — необыкновенная волна); препарат ориентирован параллельно (1010); 3 — кристалл темно-синего цвета; препарат ориентирован перпендикулярно оптической оси

зационной приставки в области 450—700 мμ (кривая 3). Центры синей окраски обнаруживают незначительный дихроизм. На всех полученных кривых отчетливо наблюдается широкий максимум с тремя характерными пиками при 545, 595 и 640 мμ. Подобный характер носят кривые спектрального поглощения кобальтовых стекол [3], а также синей шпинели $CoO \cdot MgO \cdot Al_2O_3$ [2]. Согласно данным некоторых исследователей [2, 3, 11].

¹ Анализы произведены Л. З. Куртасовой.

синяя окраска в стеклах и силикатах обуславливается группами $(\text{CoO}_4)_2$, связанными через кислороды с тетраэдрами SiO_4 . В щелочных средах для кобальта характерна четверная координация [3,12].

В процессе выращивания синего кварца в автоклаве наблюдалось выделение «тяжелой фазы» [1], окрашенной в темно-синий цвет и содержащей около 0,26% Co^{2+} . На основании результатов исследований окрашенной «тяжелой фазы» и характера распределения окраски в нарощем материале мы пришли к выводу, что хромофор (ион Co^{2+} или силикат кобальта) [4] абсорбируется коллоидно-дисперсными комплексами силиката натрия, которые захватываются во время роста кристалла поверхностью базиса. К аналогичным выводам пришел Л. И. Цинобер при объяснении процесса формирования центров зеленой окраски в синтетическом кварце.

Так же, как и в некоторых образцах природного кварца [14], центры синей окраски синтетического кварца при нагревании выше температуры $\alpha \rightleftharpoons \beta$ -превращения частично разрушаются. В отоженных образцах синяя окраска маскируется молочно-белой вуалью, характерной для кристаллов с неструктурной примесью силикатов щелочных металлов.

В заключение отметим, что, кроме чисто теоретического интереса, разработанная методика получения синих кристаллов имеет практическое значение: синие кристаллы могут применяться в ювелирной промышленности как высококачественный поделочный материал.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутузов В. П. и Брятов Л. В. Исследование фазовых равновесий части системы $\text{H}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{Na}_2\text{CO}_3$ при высоких температурах и давлениях. Кристаллография, т. 2, вып. 5, 1957.
2. Валяшко Е. Г. и Грум-Гржимайло С. В. Окраска корунда и методы ее исследования. Тр. Ин-та кристаллографии АН СССР, вып. 8, 1953.
3. Даувальтер А. Н. Хрустальные цветные и опаловые стекла. Гизлегпром, 1957.
4. Дилакторский Н. Л. и Никогосян Х. С. Растворимость кобальта в силикатах. Советская геология, № 2, 1944.
5. Сафронов Г. М. и Хаджи В. Е. О внутреннем строении искусственных кристаллов кварца. Тр. ВНИИП, т. II, вып. 1, 1958.
6. Цинобер Л. И., Ченцова Л. Г. и Штернберг А. А. О зеленой и бурой окраске кристаллов искусственного кварца. Рост кристаллов, т. II, 1959.
7. Цинобер Л. И. и Ченцова Л. Г. Синтетический кварц с амethystовой окраской. Кристаллография, т. 4, вып. 4, 1959.
8. Чухров Ф. В. Коллоиды в земной коре. Изд. АН СССР, 1955.
9. Brown C. S., Kill K. C., Thomas L. A., Wooster N. and Wooster W. A. The growth and properties of large crystals of synthetic quartz. Min. Mag., v. 29, № 217, 1952.
10. Ballman A. A. The growth and properties of colored quartz. Amer. Miner., v. 46, № 3-4, 1961.
11. Moore H. The colouring effect of cobalt. Ceramics, v. 9, № 111, 1958.
12. Moore H. The various ways in which different colouring materials exist in glasses. J. Soc. Glass. Technol., v. 42, № 208, 1958.
13. Stanley T. M., Theokritoff S. Incorporation of impurities in synthetic quartz crystals. Amer. Miner., v. 41, № 5-6, 1956.
14. Vultee J. Über die orientierten Verwachsungen von Rutil in Quarze. N. Jb. Min., Bd. 87, H. 3, 1955.

В. Г. Крюкова

**СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ СИНТЕТИЧЕСКИХ БЁМИТА
И ГИДРАРГИЛЛИТА, ОБНАРУЖЕННЫХ
ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ СИНТЕЗЕ КОРУНДА,
И АНАЛОГИЧНЫХ ПРИРОДНЫХ МИНЕРАЛОВ**

В опытах по гидротермальному синтезу корунда¹ из содовых растворов при температуре выше 415°С и давлении 1100—1500 *кг/см²* наряду с монокристаллами корунда образовывались бёмит и гидраргиллит.

В 32 опытах из 44 бёмит и гидраргиллит наблюдались в виде налетов с рамки и с кристаллов корунда, со стенок автоклава и в виде остатков шихты, в 15 опытах — в виде осадков, выделявшихся из рабочего раствора после опытов.²

Подробно изучая свойства синтетических бёмита и гидраргиллита как попутных продуктов синтеза корунда и не ставя цели установления пределов их образования, мы сравнивали свойства этих минералов со свойствами аналогичных природных минералов.

В настоящей статье приведены результаты исследования свойств синтетических бёмита и гидраргиллита и аналогичных природных минералов. Определения проводились с помощью оптического, химического, термического и рентгеновского фазового анализов.

Исследованиям подвергались синтетический бёмит и гидраргиллит в виде налетов с рамки, с кристаллов корунда и со стенок автоклава, остатки шихты и осадки из рабочего раствора после опыта, а также аналогичные природные минералы, найденные в бокситах одного из месторождений Курской магнитной аномалии: бёмит в виде мелких кристаллов чечевицеобразной формы, а гидраргиллит в виде бесцветных короткостолбчатых кристаллов.

Свойства синтетических и природных бёмита и гидраргиллита приведены в табл. 1.

Бёмит синтетический — $Al_2O_3 \cdot H_2O$. Макроскопически материал проб представляет собой сферолитоподобные образования белого цвета (рис. 1). Исследование под микроскопом показало, что они состоят из тонких иголочек (рис. 2), реже пластиночек (рис. 3) и сферолитов (рис. 4), обладающих стекляннм блеском. Иногда иголки бёмита группируются, образуя сноповидные агрегаты. В тех же опытах бёмит был обнаружен в остатках шихты в виде тонкозернистого порошка белого цвета.

¹ По данным Г. Эрвина и Е. Осборна [2], образование гидраргиллита происходит при температуре до 155°, а температурные пределы образования бёмита 155—300°.

² Опыты проводились В. Г. Ноздриной

Таблица 1

Свойства синтетических и природных бёмита и гидраргиллита

Минерал	Макроскопические свойства			Оптические свойства							
	Место взятия пробы	Внешний облик	Твер- дость по Мосу	Раство- римость в кисло- тах	Облик в шлифе	Показатели преломления	Двупрелом- ление	Размер в шлифе, мм	Угол оптических осей	Угла- вание	Удли- нение
Бёмит синтетический $Al_2O_3 \cdot H_2O$	Налет на кристаллах корунда	Сферолито- подобные образования	3,5	Не раство- ряется	Игольчатые и пластинча- тые крис- таллы, сфе- ролиты	$N_g = 1,654$ $N_p = 1,640$	$N_g - N_p =$ $= 0,014$	0,048-2,5	$2V = 85^\circ$	Пря- мое	Отри- ца- тель- ное
	Материал с рамки										
	Материал со стенок автоклава	Порошок									
Бёмит природный $Al_2O_3 \cdot H_2O$	Остатки шихты	КМА	3,5	Не раство- ряется	Игольчатые и пластинча- тые крис- таллы	$N_g = 1,652 - 1,658$ $N_p = 1,634 - 1,640$	$N_g - N_p =$ $= 0,018$	0,024-0,048	$2V = 80^\circ$	«	«
	Осадки из рабочего раствора										
Гидраргил- лит синтетический $Al(OH)_3$	Материал со стенок автоклава	Корочки	2,5-3,5	Раство- ряется в H_2SO_4	Столбчатые кристаллы	$N_g = 1,587$ $N_p = 1,566$ $N_m = 1,566$	$N_g - N_p =$ $= 0,021$	0,54-0,3	$2V = 12^\circ$	Косое	«
	Материал с рамки										
	Осадки из рабочего раствора	Порошок									
Гидраргил- лит природ- ный $Al(OH)_3$	КМА	Столбчатые кристаллы	2,5-3,5	То же	То же	$N_g = 1,572 - 1,582$ $N_p = 1,548 - 1,562$ $N_m = 1,568 - 1,562$	$N_g - N_p =$ $= 0,20$	0,048-0,2	$2V = 10-12^\circ$	«	«

Бёмит природный — $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$. В бокситах одного из месторождений Курской магнитной аномалии (КМА) он выполняет пустоты и трещины. Макроскопически это корочки, бесцветные или чаще окрашенные гидроокислами железа в бурый цвет. Изучение под микроскопом в иммерсионных жидкостях показало, что корочки имеют чечевицеобразную форму (рис. 5). Показатель преломления бесцветных кристаллов бёмита обычно ниже, чем темно-бурых.

Гидраргиллит синтетический — $\text{Al}(\text{OH})_3$. Макроскопически гидраргиллит с рамки и стенок автоклава представляет собой корочки белого цвета, обладающие стекляннм блеском. В прозрачных шлифах он бесцветный и наблюдается в виде хорошо ограненных короткостолбчатых кристаллов (рис. 6).

Гидраргиллит природный — $\text{Al}(\text{OH})_3$ совместно с бёмитом выполняет трещины и пустоты в одном из месторождений КМА. Макроскопически представляет собой бесцветные столбчатые кристаллы (рис. 7); иногда кристаллы имеют темно-бурю окраску. Как видно из табл. 1, оптические свойства природных и синтетических бёмита и гидраргиллита идентичны.

В табл. 2 приведены химические анализы исследованных нами синтетических и природных бёмита и гидраргиллита.

Из табл. 2 видно, что исследуемый синтетический бёмит представляет собой в основном моногидрат глинозема с примесью незначительных количеств гидроокиси железа и щелочей. Природный бёмит содержит меньше по сравнению с синтетическим бёмитом количество глинозема, щелочей, но значительно большее количество гидроокиси железа, а также примеси кремнезема, окиси титана, кальция и магния.

Синтетический гидраргиллит представляет собой трехводный гидрат глинозема с примесью незначительных количеств окиси железа и щелочей. Природный гидраргиллит содержит меньше количество глинозема, щелочей и гидроокиси железа, но в нем присутствуют в виде примесей кремнезем, окись титана, кальция и магния.

Для бёмита синтетического и природного были получены кривые нагревания (рис. 8 и 9), из которых видно, что дегидратация происходит при достаточно высоких температурах: у синтетического бёмита она равна 654° , а у природного — 570° . Это объясняется, как видно из химических анализов, а также из исследований В. П. Ивановой [1], наличием в природном бёмите примесей в виде гидроокиси железа, которые увеличивают теплопро-



Рис. 1. Скопление сферолитов бёмита (белое) на корундовой затравке. $\times 2,5$

водность образца, в результате чего эндотермический эффект у природного бёмита сдвигается в сторону понижения температуры и наступает раньше, чем у синтетического.

Таблица 2

Химический состав синтетических и природных бёмита и гидраргиллита

Окислы	Содержание в вес. %			
	Бемит синтетический	Бемит природный (КМА)	Гидраргиллит синтетический	Гидраргиллит природный (КМА)
A_2O_3	84,87	81,39	64,43	63,04
Fe_2O_3	0,36	2,54	0,28	0,12
Na_2O+K_2O	0,90	0,62	0,25	0,02
H_2O^+	3,45	2,95	34,84	34,25
H_2O^-	0,42	0,25	0,20	0,52
SiO_2	—	0,92	—	0,72
TiO_2	—	0,32	—	0,0
CaO	—	0,16	—	0,16
MgO	—	0,82	—	0,87
	100,0	99,97	100,0	100,0



Рис. 2. Игольчатые кристаллы синтетического бёмита. $\times 30$. Ник. +

Кривые нагревания синтетического и природного гидраргиллита, как видно на рис. 10 и 11, идентичны, и дегидратация у них происходит при температуре $330-340^\circ$.

Синтетические и природные бёмит и гидраргиллит были подвергнуты также рентгеновскому фазовому анализу, проведенному во Всесоюзном научно-исследовательском институте минерального сырья. Анализ производился



Рис. 3. Пластинчатые кристаллы синтетического бёмита. $\times 30$. Ник. +

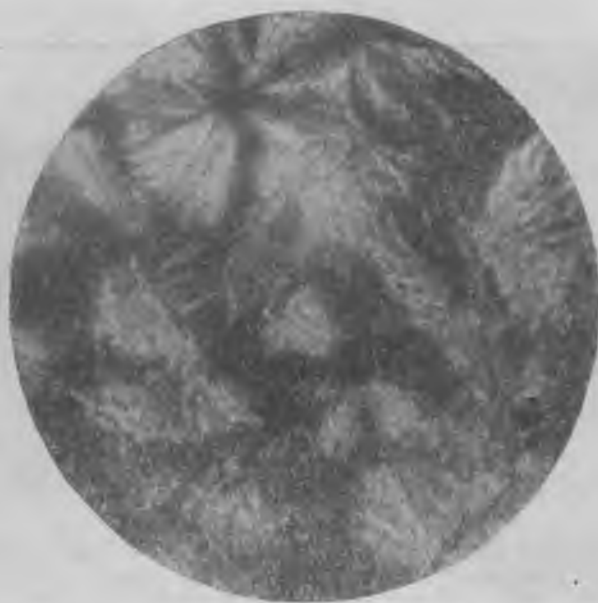


Рис. 4. Сферолиты синтетического бёмита. $\times 30$
Ник. +

по методу порошков, съемка велась на железном нефiltroванном излучении при напряжении 35 кВ, силе тока 10 мА, в продолжении 5 часов в камерах диаметром 57,3 мм.

Полученные рентгенограммы синтетических и природных бемита и гидраргиллита идентичны. В табл. 3 приведены дифракционные характеристики этих минералов. ❧

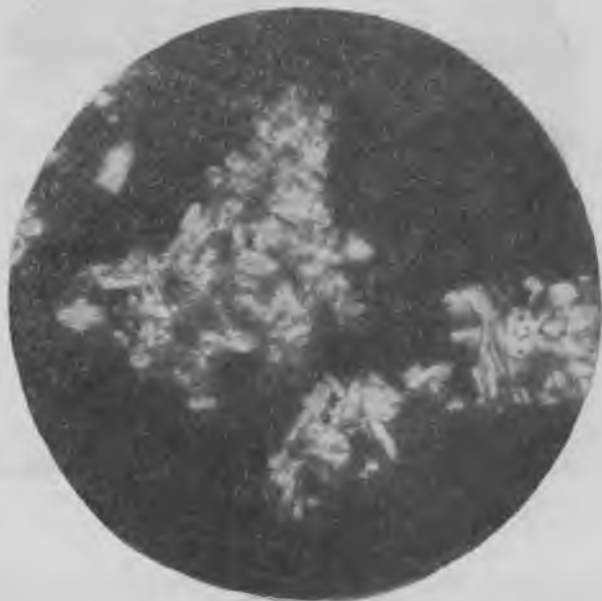


Рис. 5. Чечевидеобразные кристаллы природного бемита. $\times 30$. Ник. //

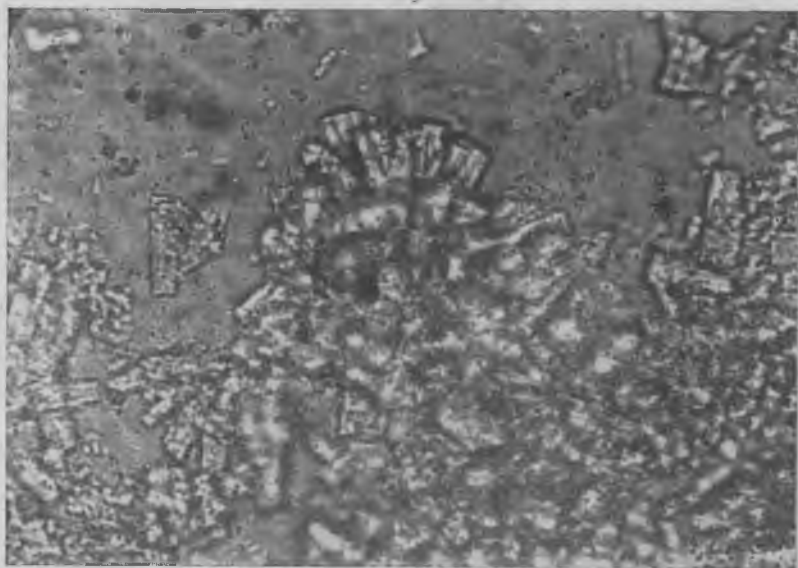


Рис. 6. Столбчатые кристаллы синтетического гидраргиллита. $\times 30$. Ник. //

Рентгеновская дифракционная характеристика син

Бемит синтетический	$\frac{d}{n}$	6,04	3,52	3,17	2,34	2,19	2,05	1,973	1,853	1,773	1,684	1,661	1,603	1,588	1,522	1,447	1,429	1,413	1,391	1,378
	<i>I</i>	10	7	9	6	1	6	4	10	6	4	7	2	1	7	3	7	1	7	8
Бемит природный	$\frac{d}{n}$	6,21	3,16	2,34	2,36	2,18	2,05	1,970	1,854	1,772	1,683	1,660	1,602	1,585	1,520	1,445	1,429	1,412	1,390	1,378
	<i>I</i>	10	10	10	6	4	4	3	10	6	4	7	2	1	6	3	7	1	7	8
Гидрагиллит синтетический	$\frac{d}{n}$	4,83	4,73	4,337	3,309	3,161	3,086	2,450	2,370	2,987	2,286	2,240	2,157	2,05	1,995	1,909	1,851	1,795	1,747	1,684
	<i>I</i>	10	10	6	3	2	1	5	5	1	6	3	3	5	1	4	1	5	5	6
Гидрагиллит природный	$\frac{d}{n}$	4,83	4,73	4,337	3,309	3,160	3,087	2,452	2,372	2,986	2,280	2,240	2,157	2,05	1,990	1,905	1,850	1,790	1,745	1,684
	<i>I</i>	10	6	6	3	2	1	4	6	1	6	3	3	5	1	4	1	5	5	6

Величины межплоскостных расстояний $\frac{d}{n}$ даны в килоэксах;
 в графе интенсивности *I* помещены визуально определенные значения интенсивности, выраженные в условной 10-балльной шкале.



Рис. 7. Столбчатые кристаллы природного гидрагиллита. $\times 30$. Ник. //

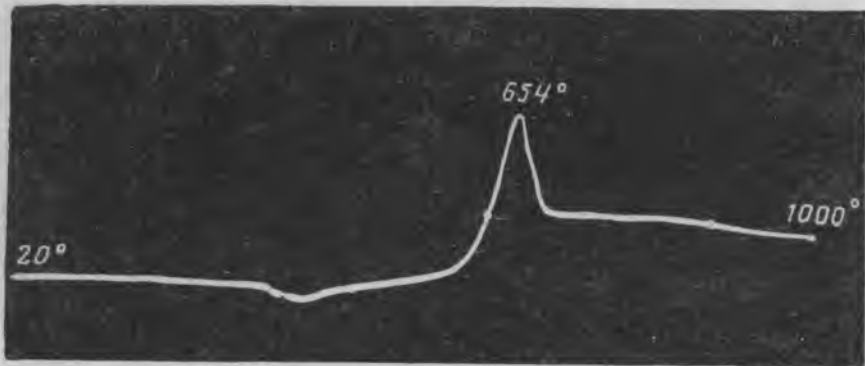


Рис. 8. Кривая нагревания синтетического бёмита



Рис. 9 Кривая нагревани яприродного бёмита

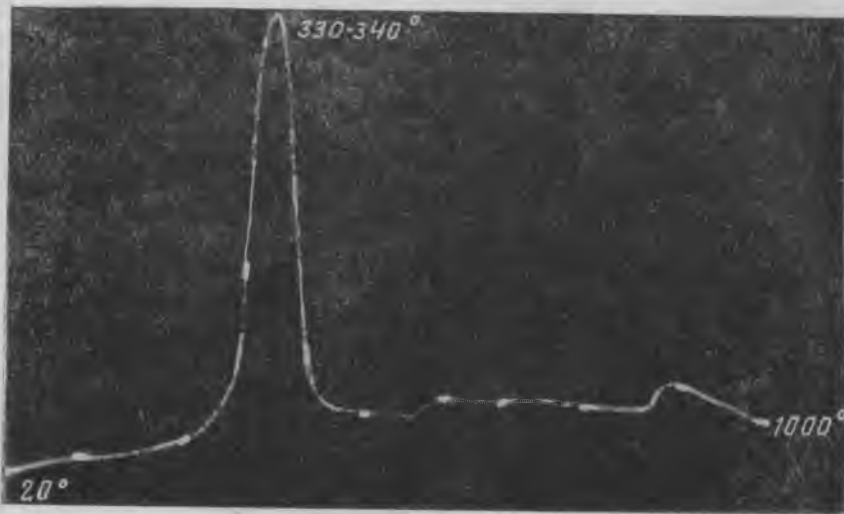


Рис. 10. Кривая нагревания синтетического гидрагиллита

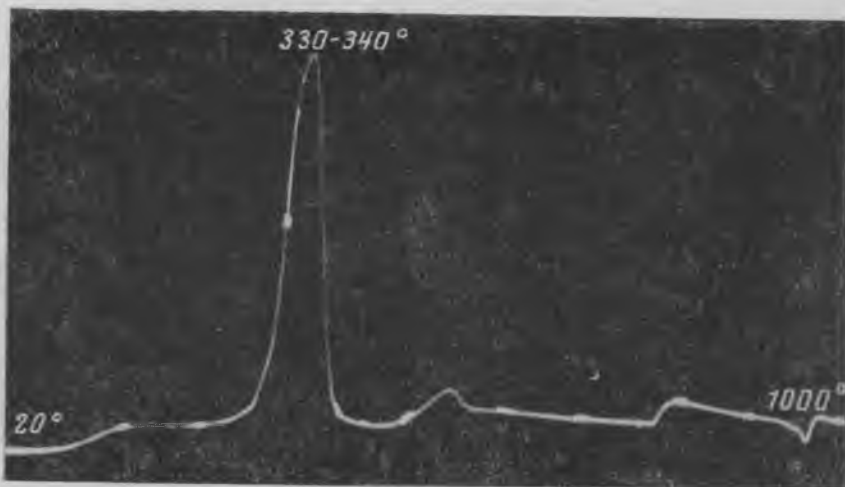


Рис. 11. Кривая нагревания природного гидрагиллита

Выводы

1. Оптические свойства синтетических бёмита и гидрагиллита и аналогичных природных минералов одного из месторождений Курской магнитной аномалии идентичны.
2. Эндотермический эффект у природного бёмита несколько смещен и наступает раньше, чем у синтетического, в связи с наличием примесей.
3. Кривые нагревания синтетического и природного гидрагиллита тождественны.
4. Рентгенограммы и дифракционные характеристики синтетических и природных бёмита и гидрагиллита идентичны.

ЛИТЕРАТУРА

1. Иванова В. П. Термограммы минералов. Зап. Всес. мин. об-ва, вторая серия, часть 90, 1961.
 2. Эрвин Г., Осборн Е. Система $Al_2O_3 \cdot H_2O$. Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. Сб. статей. Издательство иностранной литературы, 1954.
-

СОДЕРЖАНИЕ

Геология, поиски и разведка месторождений

	Стр.
<i>Чернышкова Л. П.</i> Некоторые геолого-петрографические особенности гранитоидов Волыни, вмещающих пегматиты с пьезокварцем	5
<i>Ушверидзе Л. Е.</i> О возрасте аляскитовых гранитов Южной Якутии и связи с ними хрусталеносных жил	19
<i>Лясик С. А.</i> Некоторые особенности образования и размещения хрусталеносных россыпей на восточном склоне Южного Урала	27
<i>Бескин С. М.</i> О возможном механизме формирования зональных пегматитовых тел с миароловыми пустотами	37
<i>Касьян Ю. Я.</i> О полевых предпосылках и признаках месторождений исландского шпата вильейского типа на Сибирской платформе	43
<i>Кошовец А. С.</i> К методике разведки хрусталеносных пегматитов в Восточном Казахстане	57
<i>Клочков В. Т.</i> К обоснованию геолого-статистического метода подсчета запасов	63
<i>Кузнецова Г. А.</i> Морионсодержащие пегматиты одного из районов Сибири	69

Искусственные кристаллы

<i>Лушников В. Г., Хаджи В. Е.</i> Гидротермальный синтез кристаллов кварца синего цвета	87
<i>Крюкова В. Г.</i> Сравнительное изучение синтетических бёмита и гидраргиллита, обнаруженных при гидротермальном синтезе корунда, и аналогичных природных минералов	91

ТРУДЫ ВНИИП

Том V

Редактор ОНТИ ВНИИП *В. Н. Никитина*

Технический редактор *М. В. Погоскина*

Корректор *Т. А. Горяинова*

Сдано в набор 1/IX—61 г.

Подписано к печати 28/VIII 1961 г.

Формат бумаги 70×108¹/₁₀

Печ. л. 6,25

Зак. 3248

Тираж 1000

Цена 50 коп.

Производственно-издательский комбинат ВИНТИ
г. Москва, Люберцы, Октябрьский пр., 403