
МИНЕРАЛОГИЯ УРАЛА



ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ

Часть I

ЕКАТЕРИНБУРГ-2000

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ МИНЕРАЛОГИИ

МИНЕРАЛОГИЯ УРАЛА

ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ

Часть 1

МИАСС—ЕКАТЕРИНБУРГ
2000

УДК 549.5(470.5)

Минералогия Урала. Оксиды и гидроксиды. В 2 ч. Часть 1.
Миасс—Екатеринбург, 2000.

ISBN 5—7691—0802—9

Дано описание 110 уральских минералов из класса оксидов и гидроксидов. Приведены история открытия и изучения, условия нахождения, морфология, свойства, химический состав, разновидности, чертежи кристаллов, рисунки и фотографии образцов, а также детальная библиография. Книга предназначена для широкого круга минералогов, петрографов, геохимиков, специалистов по минеральным месторождениям, краеведов, коллекционеров, студентов геологических факультетов вузов и всех интересующихся минералогией Урала.

Главный редактор
академик РАН **Н. П. Юшкин**

Редакционная коллегия:

д. г.-м. н. **В. Н. Анфилов**, к. г.-м. н. **А. Ф. Бушмакин**.

д. г.-м. н. **О. К. Иванов** (ответственный редактор),

к. г.-м. н. **В. О. Поляков**, д. г.-м. н. **В. А. Попов**.

к. г.-м. н. **С. С. Потапов**, д. г.-м. н. **Б. В. Чесноков**.

д. г.-м. н. **В. И. Якшин**

Редакторы выпуска "Оксиды и гидроксиды":

д. г.-м. н. **О. К. Иванов**, к. г.-м. н. **А. Ф. Бушмакин**.

д. г.-м. н. **Б. В. Чесноков**

Рецензенты:

д. г.-м. н. **В. В. Зайков**, к. г.-м. н. **В. И. Кайнов**

ISBN 5—7691—0802—9

© УрО РАН, 2000

М $\frac{\text{ПРП—1998—7(98)}}{8П6(03)—1998}$ ПВ—2000

*Памяти
Бушмакина
Анатолия Филипповича
посвящается*

ВВЕДЕНИЕ

Коллективная монография "Минералогия Урала: Оксиды и гидроксиды" продолжает серию фундаментальных сводок, посвященных уральским минералам. Ранее были выпущены книги: "Минералогия Урала: Элементы. Карбиды. Сульфиды", 1990 г. и "Минералогия Урала: Арсениды и стибниды. Теллуриды. Селениды. Фториды. Хлориды и бромиды". 1991 г.

Описание известных на Урале минералов из класса оксидов и гидроксидов из-за большого количества собранного материала и для удобства издания разделено на две примерно равные по объему части. В первой из них содержится характеристика оксидов и гидроксидов водорода, бериллия, магния, кальция, алюминия, церия, иттрия и других редкоземельных элементов, титана, ванадия, ниобия и тантала. При описании минералов использованы литературные данные, накопившиеся за длительный период исследования, минеральных богатств Урала, и неопубликованные материалы с указанием их источника. В ряде случаев сохранены первоначальные, теперь уже устаревшие, названия минералов и разновидностей. Хотя авторы стремились придерживаться единого плана описания, получившиеся статьи отличаются, иногда очень сильно, степенью детальности и объемом, что обусловлено прежде всего разной изученностью конкретных минералов.

Вся сложная работа по компьютерному набору текста макета книги выполнена сотрудниками типографии Ильменского государственного заповедника О. Л. Заушициной и Л. Б. Новокрещеновой. Авторы и редакторы выпуска выражают им свою признательность.

I. ОКСИД ВОДОРОДА. ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ БЕРИЛЛИЯ

Из оксидов и гидроксидов бериллия и водорода на Урале известны лед, бромеллит, хризоберилл, таафеит и клинобехоит.

1.1. Лед — H_2O , гекс. с. (Ice)

Лед наблюдался в друзовых пустотах приполярных месторождений горного хрусталя (Буканов, 1974). Кристаллизуется в виде скелетных кристаллов, друз и сталактитов и в заброшенных горных выработках. На Полярном Урале — обычный минерал в зоне вечной мерзлоты. Образует небольшие ледники и снежники. По всему Уралу — сезонный минерал.

1.2. Бромеллит — BeO , гекс. с. (Bromellite)

Найден в 1966 г. на обогатительной фабрике месторождения Изумрудные копи среди кусков перерабатываемой руды. Описан Л. В. Клементьевой (1969). Мономинеральный агрегат бромеллита, заключенный в тонкую оболочку талькового сланца, имел размеры 140 x 120 x 105 мм и массу 5 кг. Установлены три морфологические разновидности бромеллита. Основную массу составляют столбчатые индивиды размером 5—10 мм. Трещины в крупных индивидах содержат выделения бромеллита пластинчатой формы; в редких полостях растворения встречены сфероидальные образования и щетки мелких кристаллов.

Бромеллит прозрачный, бесцветный; пластинчатые выделения сероватые или желтоватые, непрозрачные или полупрозрачные. Блеск стеклянный, иногда с перламутровым отливом. Спайность совершенная по {1010} и средняя по {0001}. Твердость 8.5—9, хрупкий. Микротвердость вдавливания при нагрузке 200 г у столбчатых индивидов равна 1160 кг/мм² при ясно выраженной анизотропии твердости. Плотность измеренная 3.04—3.10 г/см³, вычисленная 3.02 г/см³.

Под микроскопом бесцветный, одноосный, положительный. Показатели преломления в обычном свете: $n_o = 1.719$; $n_c = 1.733$;

Расчет рентгенограммы бромеллита

l	d, Å	hkl	l	d, Å	hkl
100	2.33	100	6	1.235	103
11	2.19	002	3	1.166	200
49	2.06	101	6	1.146	112
6	1.594	102	3	1.126	201
32	1.346	110	2	1.026	202

Примечание. Условия съемки: ДРОН-3М, CuK_α -излучение, с монохроматором. Параметры решетки: $a_0 = 2.70$, $c_0 = 4.38$ Å.

$n_e - n_o = 0.014$. В срезах, параллельных базопинаконду, слабый плеохроизм, псевдоабсорбция. В рентгеновских лучах не люминесцирует, в ультрафиолетовых — обладает слабым бледно-розовым свечением. Химический анализ бромеллита, выполненный трилонфосфатным методом и с диметилгександионом показал содержание BeO соответственно 99.69; 99.70 и 99.31 мас. %. Рентгенограмма бромеллита приведена в табл. 1. В ИК-спектре наблюдается сплошное поглощение без явно выраженных максимумов.

Дифференциально-термический анализ, выполненный на дериватографе фирмы МОМ, показал термическую инертность бромеллита; потери массы при нагревании до 1015°C составляют 0.26 %.

В штуфе вместе с бромеллитом установлены фенакит нескольких генераций, тальк, магнетит, гематит, лимонит, амфибол-асбест, тремолит, пирит, халькопирит, арсенопирит. Из анализа взаимоотношений с перечисленными минералами следует, что бромеллит образовался раньше, чем фенакит и сульфиды.

Ввиду того, что штуф бромеллита обнаружен в процессе рудо-разборки, условия нахождения этого минерала не ясны. Можно лишь сделать предположение, что среда, в которой возник бромеллит, должна отличаться низкой активностью кремния и алюминия, иначе следует ожидать образования вместо бромеллита других минералов бериллия — фенакита, берилла и хризоберилла.

1.3. Таафеит — $\text{BeMg}_3\text{Al}_8\text{O}_{16}$, гекс. с. (Taaffeite)

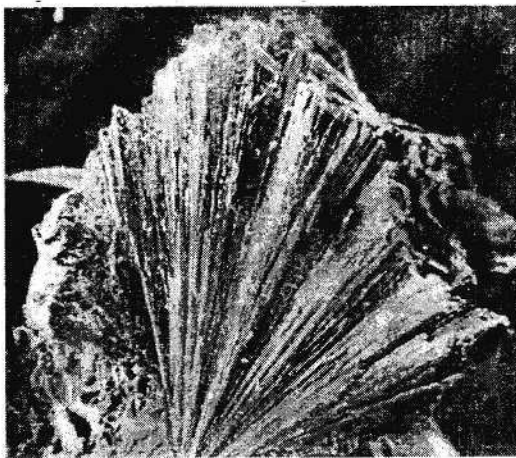
На Урале таафеит найден в протолочках редкометалльных слюдитов Адуйского массива. Содержание его незначительно, частота встречаемости очень низка. Диагностирован по оптиче-

ским и физическим свойствам. Минерал одноосный, отрицательный, $n'_o = 1.720$; $n'_e = 1.716$; $n'_o - n'_e = 0.004$; блеск смолистый, плотность 3.6 г/см^3 . При фракционировании овальные прозрачные блестящие зерна таафеита попадают в неэлектромагнитную тяжелую фракцию $3.8 > d > 3.3$. Таафеит — минерал редкий, встречается лишь в редкометалльных слюдитах вблизи контакта их с жилами пегматита в ассоциации с флогопитом, мусковитом, маргаритом, гельвином, бериллом, актинолитом, хлоритом, кальцитом, цирконом, флюоритом, апатитом, ильменорутилом. Парагенезис минералов свидетельствует об образовании таафеита в пневматолитово-гидротермальную стадию кислотного выщелачивания.

1.4. Клинобехоит — $\text{Be}(\text{OH})_2$, мон. с. (Clinobehoite)

Новая природная модификация $\text{Be}(\text{OH})_2$ обнаружена в зонах гидротермального изменения десицированных пегматитов Изумрудных копей в ассоциации с бавенитом, битиитом, филлипситом, анальцимом и альбитом и первоначально была диагностирована как бехоит (Волошин и др., 1986). Минерал образует лучистые агрегаты пластинчатых кристаллов белого цвета с характерным перламутровым блеском (рис. 1). Размер лучистых сферолитов достигает 1 мм. Пластинки индивидов имеют клиновидную форму.

Образование клинобехоита связано с изменением в гидротермальных условиях ранних бериллиевых минералов, возмож-



но, берилла и бавенита. Лучистые агрегаты минерала располагаются на пластинчатых кристаллах бавенита вместе с цезийсодержащим анальцимом. Некоторые сферолиты находятся и на анальциме.

Клинобехоит в тонких пластинках про-

Рис. 1. Выделение клинобехоита. Увел. 50

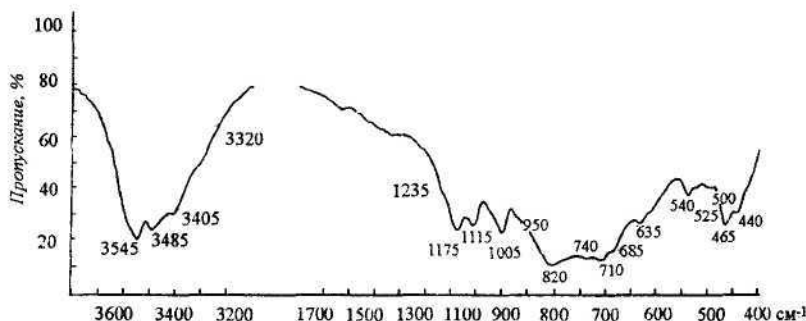


Рис. 2. ИК-спектр клинобеховита

зрачный, блеск стеклянный с перламутровым оттенком. Флюоресценцией не обладает. Твердость 2—3, хрупкий. Спайность совершенная по {100}, несовершенная по {010} и {001}. Плотность 1.93(3) г/см³, измеренная в разбавленной жидкости Клеричи; вычисленная при идеальном составе 1.92(2) г/см³.

При нагревании минерал проявляет один резкий эндотермический максимум в области 200—280 °С, что связано с интенсивным выделением воды. Это согласуется с данными для $\text{Be}(\text{OH})_2$ (начало разложения при 230 °С).

ИК-спектр минерала очень сложен, содержит большое число полос поглощения (рис. 2) и по общему виду свойствен гидроксидам, не имеющим в составе воды в молекулярной форме. Анализ литературного материала по ИК-спектроскопии синтетических гидроксидов позволяет провести полную аналогию ИК-спектра минерала с таковым для альфа-модификации $\text{Be}(\text{OH})_2$ (табл. 2).

По оптическим данным минерал близок к беховиту. Двуосный, отрицательный; $n_p = 1.539(1)$; $n_m = 1.544(1)$; $n_y = 1.548(1)$; $2V = 80^\circ$. Сильная дисперсия оптических осей.

Оптическая ориентировка: $Y = b$, $X \approx c$, $Z : a \approx 9^\circ$ (тупой угол). Плеохроизм отсутствует.

Химический анализ минерала из-за малого количества вещества не проводился. По данным микрозондового анализа минерала, в нем не обнаружены элементы с атомным номером больше 11. Лазерный спектральный микроанализ показал только крайне высокие содержания бериллия на уровне 55 ± 5 мас. % BeO , другие элементы также не установлены. Минерал растворяется в HCl . По результатам кулонометрического анализа, в

Таблица 2

Частоты поглощения в ИК-спектрах гидроксидов бериллия, см⁻¹

Клиновбехонт	α -Be(OH) ₂	β -Be(OH) ₂	Бехонт
3545	3550	3550	3546
3485	3510	3505	3509
	3490		
	3470	3485	3472
	3450	3450	
3405	3405		3401
	3370		
3320	3315		
1235	1215		
1175	1175		
1115	1105		
	1090	1070	1075
1005	1015		
950	945		
	920	925	
		875	877
820	840	825	
740			
710			
685			
635			
540			
525			
500			
465			
440			

минерале определено содержание воды 41.0 мас. % (среднее из шести измерений).

Таким образом, можно заключить, что состав минерала определяется тремя элементами: Be, H и O; класс соединений — гидроксиды, но формула его может иметь необычный вид в связи со сложными особенностями, выраженными на ИК-спектре, и неоднозначностью образования в химических реакциях модификаций Be(OH)₂, а также самопроизвольностью их переходов (рис. 2).

Рентгенометрическое изучение минерала свидетельствует о его близости к α -Be(OH)₂. Однако неудовлетворительное индифференцирование рентгенограммы в тетрагональной сингонии с указанными параметрами обусловило необходимость монокристалльного исследования, которое показало его моноклинную симметрию с возможными пространственными группами P2/m, P2, Pm, P2₁/m, P2₁, и параметрами ячейки $a_0 = 11.1$; $b_0 = 4.76$; $c_0 = 8.86$ Å; $\beta = 98.5^\circ$.

Отсутствие полного химического анализа минерала, самопроизвольность перехода различных модификаций Be(OH)₂, метастабильность альфа-модификации обусловили необходимость прецизионного структурного исследования минерала и установления формулы его таким образом. Эта задача была решена на кафедре кристаллографии геологического факультета МГУ. Рентгенометрические данные по клинобехоиту индифференцированы в моноклинной сингонии с полученными при структурном исследовании параметрами ячейки (табл. 3). Их значения откорректированы по результатам монокристалльного исследования минерала. Сравнение данных для клинобехоита и синтетической α -Be(OH)₂ показывает их идентичность. Об индивидуальности минерала свидетельствуют структурные и оптические характеристики гидроксидов бериллия (табл. 4).

Название минерала "клинобехоит" (clinobehoite) дано по химическому составу, использованному для минерала бехоита (behoite), и моноклинной симметрии — клино (clino).

1.5. Хризоберилл — BeAl₂O₄, ромб. с. (Chrysoberyl)

Впервые на Урале установлен на Сретенском прииске в 1831 г. (Шубин, 1834), в виде густо-зеленой прозрачной дихроичной разновидности, названной в 1833 г. Н. Норденшельдом александритом в память Александра I (Кокшаров, 1851—1855). Подробно изученные и самые значительные проявления хризоберилла, включая александрит, находятся здесь же, в районе Изумрудных копей (Кокшаров, 1851—1855; Миклашевский, 1862; Вейц, 1923; Власов, Кутукова, 1960) и приурочены к кварц-плагиоклазовым, плагиоклаз-маргаритовым жилам и метасоматическим комплексам грейзеновой природы. С середины прошлого столетия известны находки бесцветного, желтого и синего хризоберилла в россыпях р. Санарки (Павловский прииск) (Кокшаров, 1851—

1	2.469	2.476	4-02	m	2.45		1	1.419	1.420	6-22			
6	2.436	2.441	013						1.418	504		40	1.39
4	2.366	2.431	3-03	s	2.37	80	2.35	1.400	1.401	3-06			
		2.373	020					1.400	1.400	3-32			
1	2.336	2.361	410	s	2.33			1.399	1.399	713			
		2.347									w	1.384	
7	2.306	2.319	120					1.382	1.383	033			
1	2.244	2.317	113					1.362	1.363	016			
1	2.193	2.257	1-21						1.362	800			
		2.195	4-12						1.361	7-04			
		2.193	5-01						1.332	4-32			
5	2.164	2.164		m	2.17	60	2.17	1.313	1.312	7-21			
2	2.136	2.135	004						1.312	801			
2	2.069	2.074	022	w	2.07			1.298	1.299	4-16			
		2.066	166					1.273	1.272	432			
1	1.992	1.991	5-11						1.272	4-33			
3	1.977	1.989	2-22					1.263	1.264	2-34			
		1.980	3-04						1.262	8-13			
		1.979	510						1.262	721			
2	1.961	1.972	3-21					1.259	1.260	306			
		1.966	1-14	w	1.953	60	1.96		1.258	5-32			
3	1.946	1.957	412					1.235					
4	1.902	1.947	014					1.208					
		1.901	5-12					1.194					

Примечание. Условия съёмки: камера РКУ-114.6, FeK α -излучение, внутренний стандарт NaCl.

Таблица 4

Структурные и оптические характеристики гидроксидов бериллия

Характеристика	Клинобекоит	α -Be(OH) ₂	β -Be(OH) ₂	Бехоит
Сингония	Мон.	Тетр.	Ромб.	Ромб.
Прост. гр.	P2 ₁	?	P2 ₁ 2 ₁ 2 ₁	P2 ₁ 2 ₁ 2 ₁
a, Å	11.02	10.80	4.611	4.64
b, Å	4.746	—	7.025	7.05
c, Å	8.646	7.80	4.526	4.55
β , град.	98.94	—	—	—
V, Å ³	446.7	909.8	146.6	148.8
Z	12	25	4	4
Плотность изм., г/см ³	1.93	1.945	1.924	1.92
Плотность выч., г/см ³	1.92	1.960	1.950	1.92
n _p	1.539	—	—	1.533
n _m	1.544	—	—	1.544
n _e	1.548	—	—	1.548
2V _{изм.} , град	80	—	—	82
2V _{выч.} , град	83	—	—	61.8

1855). В последние годы хризоберилл обнаружен в пегматитовых жилах Мурзинско-Адуйской самоцветной полосы и Ильменских гор (Поляков и др., 1980; Леванов, 1990), в карбонатных прожилках среди мраморов Кочкарского района (Кисин, Таланцев, 1988), во флогопитовых слюдитах близ п. Нейво-Шайтанка (Грабежев и др., 1987).

В 1986 г. хризоберилл определен в гранитных пегматитах, вскрытых карьером на Шестой залежи силикатных никелевых руд Липовского месторождения, где образует неравномерную вкрапленность кристаллов, двойников и незакономерных сростков и зерен. Основная масса хризоберилла сосредоточена в идиоморфных кристаллах и двойниках величиной от 2 до 15 мм; максимальные размеры кристаллов 30 x 7 x 4 мм, двойников — 17 x 15 x 7 мм. Гониометрические измерения 15 кристаллов, выделенных из породы путем растворения силикатной основы в плавиковой кислоте, показали, что они образованы комбинацией восьми обычных для хризоберилла форм (рис. 3).

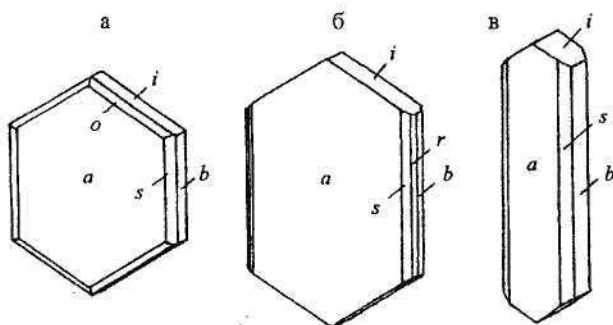


Рис. 3. Кристаллы хризоберилла из Липовки:
а, б — пластинчатые, в — призматический

В зависимости от степени трещиноватости хризоберилл прозрачен или полупрозрачен. Имеет довольно яркий желтовато-зеленый цвет, мелкие зерна бывают слабо окрашены, почти бесцветны; такая же окраска свойственна внешним зонам некоторых крупных вкрапленников, в частности, характерна для поздних слоев роста граней, образующих входящие углы на двойниках.

В пластинках толщиной более 0.2 мм отчетливо плеохроирует от зеленовато-желтого по N_p до бесцветного по N_m . В шлифах наблюдаются трещины спайности по $\{010\}$, спайность по $\{011\}$ не проявляется. К зонам $\{010\}$ отдельных кристаллов тяготеют серии волосовидных газово-жидких включений, вытянутых вдоль $[001]$. Полуколичественным спектральным анализом в пробах хризоберилла, наряду с высоким содержанием бериллия, алюминия и железа, определены, %: Ti 0.1; P 0.04; Sn 0.03; Ag, Mg 0.02; Zr, Ga 0.01; Zn 0.002; Nb, Sc, V, Cu 0.001; Pb, Bi, Ni, Mo 0.001; Co, Cr, W, Ba, Li не обнаружены.

Жильные породы с хризобериллом массивные и неравномернозернистые, на 30—50 % сложены мелкокристаллическим кварц-полевошпатовым агрегатом с преобладанием олигоклаза, а также ортоклаза до 3—4 см, мусковита и светло-дымчатого кварца 1—5 см, турмалина и спессартина. Хризоберилл, как и ассоциирующий с ним голубовато-серый сильно замутненный берилл в форме призматических кристаллов величиной 12—30 мм, отмечается в центральных краевых участках жил и локализуется по редким вытянутым зонам с расплывчатыми конту-

рами, протяженность которых измеряется несколькими дециметрами при мощности до 4—5 см. Внутри зон минералы бериллия распределены неравномерно и тяготеют к упомянутым обособлениям зернистого полупрозрачного кварца. Хризоберилл образует включения в кварце, выделяется по контактам кварцевых скоплений или в непосредственной близости от них. В такой обстановке находится до 80 % хризоберилла, остальные зерна в виде вrostков размещаются по периферии кристаллов берилла.

Акцессорный хризоберилл установлен в нескольких жилах гранитных пегматитов Миассово-Таткульского жильного поля Ильменских гор (Леванов, 1990). На хорошо ограненных кристаллах размером от 0.5 до 6 мм определены грани форм $a\{100\}$, $m\{110\}$, $sb\{120\}$, $r\{130\}$, $b\{010\}$, $o\{111\}$, $i\{011\}$, $n\{121\}$. Кристаллы толстотаблитчатые, уплощенные по $\{100\}$, главными гранями являются пинакоид $b\{010\}$ и призма $i\{011\}$ в комбинации с второстепенными призматическими гранями зоны $[001]$. Менее распространены двойники срастания по (031) . Хризоберилл бесцветный или желтоватый, иногда зеленоватый, прозрачен, у отдельных кристаллов обнаруживается зональное строение. ИК-спектр характеризуется интенсивными полосами поглощения в области 400—700 и 788 см^{-1} , очень слабыми полосами в интервале 800—1100 см^{-1} . Параметры элементарной ячейки (Å): $a_0 = 5.50$, $b_0 = 9.42$, $c_0 = 4.41$. Хризоберилл обнаружен в различных по структуре и составу пегматитах, как правило, содержащих кварц-турмалиновые симплектиты. В ассоциации с хризобериллом находятся микроклин, ортоклаз, олигоклаз № 12—19, мусковит, биотит, силлиманит, гранат альмандин-спессартинового ряда, турмалин шерл-дравитового ряда, ксенотим, циркон, колумбит, монацит, берилл, апатит.

В жиле сиенит-пегматита корундовой копи 358 Ильменского заповедника (Поляков и др., 1980) акцессорный хризоберилл наблюдался в виде как длиннопризматических кристаллов псевдотетрагонального облика с развитием форм $a\{100\}$, $b\{010\}$ и в меньшей степени $m\{110\}$, $s\{120\}$, $r\{130\}$, $o\{111\}$, $x\{101\}$, $n\{121\}$, $i\{011\}$, $k\{021\}$ (рис. 4 а, б), так и плоских сростков тройников и двойников (рис. 4, в). Уплощенность сростков, по-видимому, вызвана наличием входящего угла, так как находящиеся рядом одиночные кристаллы имеют в сечении квадрат и сильно вытянуты по $[001]$. Желтоватые кристаллы хризоберилла находятся в олигоклазе — главном минерале жилы. Обычно он ассоциирует с корундом, шпинелью, арсенопиритом, турмалином.

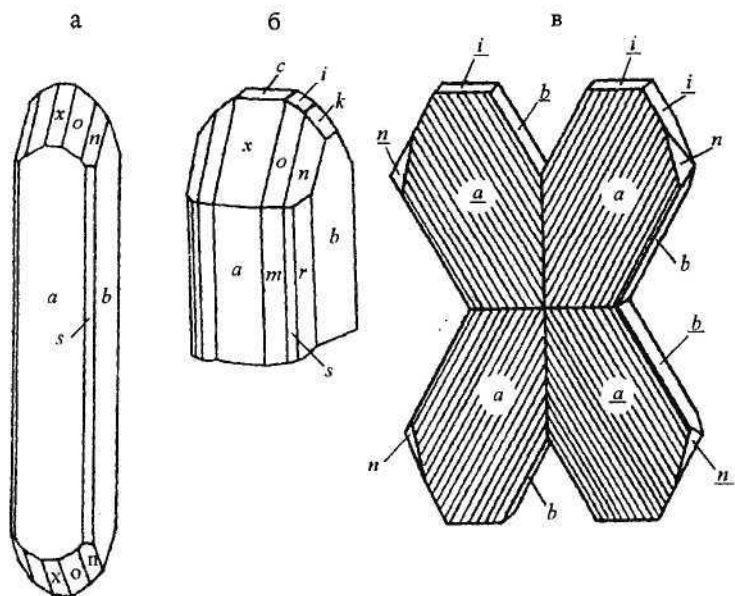


Рис. 4. Кристаллы и двойник хризоберилла из Ильменского заповедника: а — кристалл обычного типа, б — головка кристалла, наиболее богатая гранями, в — двойник по {031}

В рудных телах Изумрудных копей хризоберилл представлен одиночными кристаллами, двойниками сростания, тройниками прорастания и зернистыми агрегатами. Наиболее распространенные кристаллографические формы его индивидов: пинакоид $a\{100\}$, бипирамида $o\{111\}$ и ромбическая призма $s\{120\}$; менее распространены $b\{010\}$ и $i\{011\}$. Индивиды хризоберилла бывают тонкопластинчатые, толстотаблитчатые, бипирамидальные и короткопризматические (рис. 5). Выделяются два основных морфологических типа: собственно хризоберилловый и александритовый. К первому относятся тонкопластинчатые и толстотаблитчатые одиночные кристаллы и двойники сростания. В морфологическом типе александрита преобладают двойники и индивиды бипирамидального и короткопризматического облика. В большинстве это тройники прорастания. Реже (примерно 10 %) встречаются одиночные кристаллы и двойники сростания. При этом двойники сростания александритового типа отличаются от двойников хризобериллового типа изометричным обли-

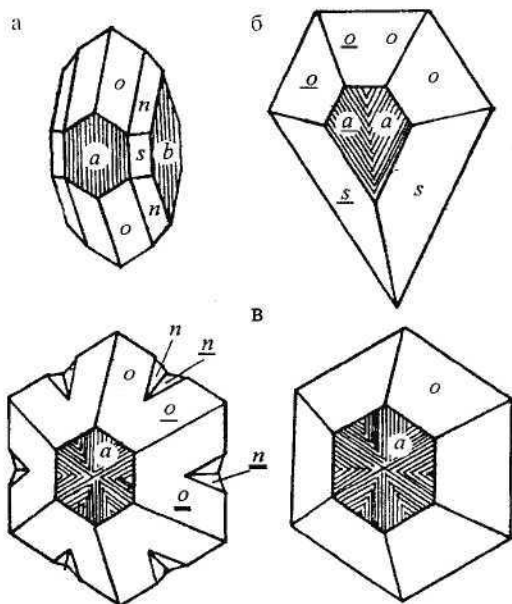


Рис. 5. Морфология кристаллов александрита из Изумрудных копей (по Н. И. Кокшарову):

а — отдельный кристалл, б — двойник срастания; н — тройники прорастания

ком, ограничением и отсутствием штриховки. Встречаются скелетные формы. Очень характерны псевдогексагональные таблицы (по-уральски “пешки”). Наиболее мелкие выделения хризоберилла, видимые в шлифах под микроскопом, обычно не имеют правильных форм. В основном это закономерные сростки

с неправильным ограничением. Некоторые из них имеют скелетную форму и образуют шестилучевые звезды. Грани кристаллов хризоберилла в большинстве случаев осложнены отпечатками сосуществующих с ними минералов, грубыми и тонкими слоями роста, фигурами растворения, вициналями и бороздами по двойниковым швам. На гранях $a\{100\}$ двойников срастания и тройников прорастания часто видна перьевидная штриховка. Фигуры растворения на гранях имеют треугольную форму. Вицинали обычно представлены уплощенными призматическими формами. Наибольшее количество их отмечается на гранях $\{100\}$ индивидуальных пластинчатого облика и наименьшее — на гранях бипирамидальных тройников прорастания. Самые крупные вицинали чаще находятся вблизи двойникового шва. По мере удаления от него размер вициналей уменьшается. Двойниковые швы в виде борозд с тремя-четырьмя обособленными ямчатыми углублениями имеются только у части тройников прорастания (около 30 %). Ширина борозд колеблется от 0.5 до 1.0 мм, сечение их треугольное. Ямчатые углубления по борозде распределены закономерно: размеры ямок и расстояние между ними уменьшаются к вершине, в которой сходятся двойниковые плоскости.

Сростки индивидов хризоберилла представлены радиально-лучистыми и линзовидными образованиями. Первые образуют в слюдитах шаровидные выделения массивного строения диаметром до 5 см. Индивиды хризоберилла в них имеют конусовидную форму и индукционные поверхности.

В линзовидных выделениях кристаллы срastaются зачастую гранями {111}. Количество их колеблется в широких пределах и может достигать 23. Зернистые агрегаты хризоберилла находятся в мелких прожилках среди плагиоклаза и флюорита. Они мелкозернистые, индивиды в них ксеноморфные.

Окраска хризоберилла с Изумрудных копей может быть светло-серая со слабым зеленоватым оттенком, желтая, золотисто-желтая, желтовато-коричневая, коричневая, желтовато-зеленая, зеленая, изумрудно-зеленая и синеvато-фиолетовая. Природа окраски хризоберилла и александрита, в том числе на образцах с Изумрудных копей, изучалась многими исследователями (Грум-Гржимайло, 1946; Свиридов и др., 1976; Солнцев, 1981; Farrel, Newnham, 1965). Наиболее детальная характеристика приведена у А. Н. Платонова (1976). Согласно его исследованиям, спектр поглощения зеленоvато-желтого хризоберилла с Урала характеризуется максимумами в интервалах 350—360, 620 и 890 нм. Узкие полосы поглощения в области 300—500 нм связаны (Farrel, Newnham, 1965) с электронными переходами в ионах Fe^{3+} , изоморфно замещающих октаэдрически координированные ионы алюминия. Дихроизм полос в спектре поглощения свидетельствует о понижении локальной симметрии кристаллического поля хризоберилла в местах положения примесных ионов Fe^{3+} . Изменение окраски от бледно-желтой до коричневой А. Н. Платонов объясняет повышением содержания окисного железа. В оптическом спектре уральского александрита четко проявляются две основные полосы поглощения: на 420 и 570 нм. Кроме них, присутствуют R и В линии, слабые полосы запрещенных переходов в ионах Fe^{3+} и коротковолновый край полосы переноса заряда O_2-Fe^{3+} . Различные оттенки в окраске и плеохроизм слабо окрашенных хромом индивидов александрита связаны с концентрациями Fe^{2+} и Fe^{3+} . Распределение окраски в кристаллах хризоберилла может быть равномерное, зональное или пятнистое. Различаются грубая и тонкая цветовая зональность. Первая обусловлена циклическостью образования индивидов. Тонкая зональность, часто видимая в шлифах, вызывается ритмичным захватом изоморфных примесей железа и хрома. Пятнистость ок-

Таблица 5

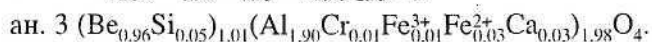
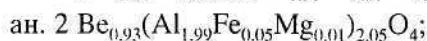
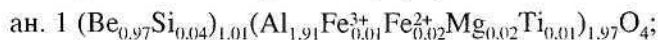
Химический состав хризоберилла, мас. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	1.90	—	2.43	7.65
TiO ₂	0.34	—	Следы	0.34
SnO ₂	0.12	—	0.04	—
Al ₂ O ₃	76.00	78.88	75.26	67.00
Cr ₂ O ₃	0.08	Следы	0.30	—
Fe ₂ O ₃	0.57	3.05	0.31	5.30
FeO	1.39	—	1.41	0.36
BeO	19.05	18.05	18.74	19.50
MnO	—	0.12	Не обн.	—
MgO	0.65	0.35	Не обн.	0.13
CaO	0.27	—	1.51	0.20
H ₂ O ⁺	0	—	0.10	—
H ₂ O ⁻	0.10	—	Не обн.	—
Сумма	100.47	100.45	100.10	100.48

Примечание. 1—3 — образцы с Изумрудных копей: 1 — пластинчатая разность серовато-зеленого цвета; 2 — кристаллы зеленовато-желтого цвета; 3 — александрит. Спектроскопически обнаружены, мас. %: 1 — Bi (0.05), V (0.02), Mn, Ga (0.01); 2 — Sn (0.1), Ga (0.01), V (0.05); 3 — Ga (0.1), V (0.5), Co (0.001), Mn (0.001), Mg, Cu (0.0005); 4 — желтовато-зеленые кристаллы, Конкарский район. Повышенное содержание кремнезема связано с погрешностью при подготовке пробы для анализа.

раски определяется неравномерным распределением хромофоров по смежным пирамидам роста и метаморфизмом индивидов.

Физические и химические свойства хризоберилла с Изумрудных копей существенно не отличаются от типовых. Блеск стеклянный, до жирного. Спайность совершенная по {011}. Для пластинчатых разностей хризоберилла характерна отдельность по {100}. Шаг ее колеблется от 0.2 до 2—3 мм. Твердость 8.5, микротвердость 1780—1860 кг/мм². Оптически двуосный, положительный. Показатели преломления: $n_g = 1.757$, $n_p = 1.747$; $n_g - n_p = 0.010$; $2V = 52^\circ$. Плотность хризоберилла 3.63, александрита — 3.66 г/см³ (Власов, Кутукова, 1960). В ультрафиолетовом свете александрит люминесцирует красновато-вишневым цветом. Пересчет анализов химического состава хризоберилла и александрита дает следующие формулы (табл. 5):



По данным спектральных определений, в хризоберилле Изумрудных копей содержатся висмут, ванадий, марганец, галлий, кобальт и магний. Содержание Cr_2O_3 в нем достигает 0.3—0.4 мас. %. В густо окрашенных ювелирных разностях александрита оно, по-видимому, может быть выше. От содержания хрома зависят некоторые физические свойства хризоберилла. Так, люминесценция в ультрафиолетовом свете проявляется при содержаниях Cr_2O_3 выше 0.05 %, а макроскопически видимый “александритовый” эффект — при содержаниях выше 0.25 %.

На уральских месторождениях изумруда хризоберилл тесно связан с основными рудными телами. В большинстве случаев он локализуется в хлоритовых и слюдитовых метасоматических комплексах, реже в кварц-плагноклазовых и плагноклаз-маргаритовых жилах. Метасоматические хлоритовые комплексы с хризобериллом имеют симметрично зональное строение. В центральной части комплекса находится зона хлорита с линзами и отдельными кристаллами хризоберилла. За нею следуют зоны шестоватого флогопитового слюдита и талька. В хлоритах хризоберилл образует пластинчатые кристаллы и их сростки. Цвет кристаллов желтый, золотисто-желтый и желтовато-серый. Вместе с ним встречаются фенакит, ильменит, прохлорит и апатит. Кристаллы хризоберилла чаще ксеноморфны, с хорошо выраженной отдельностью по {100}. В основном это двойники сращения тонкопластинчатого облика. Прозрачность кристаллов хризоберилла из хлоритовых комплексов сравнительно низка. В изумрудоносных слюдитовых комплексах хризоберилл встречается в разных метасоматических зонах: зеленых и буровато-серых слюдитах, а также в мусковит-плагноклазовых линзах. В каждой из зон для хризоберилла характерен свой минеральный парагенезис, в значительной степени определяющий особенности его индивидов и агрегатов. В зоне зеленых слюдитов, отличающихся слабым расщеплением, хризоберилл приурочен к первичным трещинам, образует линзовидные выделения и прожилки мощностью 3—5 см.

Сложены они индивидами различной морфологии и агрегатами. Цвет хризоберилла зеленовато-серый. Вместе с ним в выделениях присутствуют фенакит, апатит, хромит и флюорит. Время выделения фенакита и хризоберилла отличается, по-видимому, несущественно. В зоне буровато-серых слюдитов хризоберилл встречается чаще в виде александрита. Интенсивность окраски может быть различна — от слабо зеленоватой до тем-

ной синевато-зеленой с фиолетовым оттенком. Густо окрашенные кристаллы александрита отмечаются во фронтальной части зоны буровато-серых слюдитов.

Отличительная особенность кристаллов этой зоны — высокая прозрачность. Морфология выделений преимущественно александритового типа, наиболее распространены тройники прорастания, прочие составляют не более 10 %. В парагенезисе с александритом встречаются берилл, изумруд, апатит, хромит, флюорит, турмалин.

Взаимоотношения с флюоритом различны. В одних случаях хризоберилл сингенетичен с ним, в других обычно выделяется раньше. В мусковит-плагиоклазовых линзах индивиды хризоберилла достигают 5 см в поперечнике. Обычно они слабо окрашены и непрозрачны. В парагенезисе с ними находятся плагиоклаз, мусковит, берилл, флюорит и апатит. На Изумрудных коях хризоберилл выделялся большей частью раньше других бериллиевых минералов. В виде включений он встречается в фенаките, изумруде и берилле. Бериллиевый маргарит замещает кристаллы хризоберилла.

Однако, наряду с ранней генерацией, связанной со слюдитовыми комплексами, присутствует хризоберилл более поздний, локализованный в рудных телах второй стадии, кварц-плагиоклазовых и плагиоклаз-маргаритовых жилах.

Хризоберилл и александрит не образуют самостоятельных рудных тел. Ореол их распространения обычно ограничен участками выклинивания изумруд- или бериллсодержащих слюдитовых комплексов среди вмещающих серпентинитов.

При сравнении химического состава видно, что слюдиты с хризобериллом по сравнению с изумрудсодержащими имеют повышенные количества магния и алюминия. В них отчетливо ниже содержание кремния.

Локальное повышение содержания алюминия создается за счет расхода кремния на оталькование серпентинитов.

Хризоберилл гидротермального происхождения установлен А. Ю. Кисиним и А. С. Таланцевым (1988) в маломощном флюорит-кальцитовом прожилке из среднезернистых корундсодержащих мраморов верховьев р. Каменки (Кочкарский район). Желтовато-зеленые кристаллы размером от долей миллиметра до 1 x 2 x 3 мм по внешнему виду аналогичны кристаллу хризоберилла из Санарской россыпи (Кокшаров, 1851—1855) и отличаются от него лишь слабо выраженным удлинением по верти-

кальной оси. Минерал прозрачен, отчетливо плеохроичен. Показатели преломления около 1.75. Плотность 3.67 г/см³. Рентгенограмма совпадает с эталонной. Пересчет данных химического анализа приводит к следующей формуле (см. табл. 5):
 $(\text{Be}_{0.80}\text{Ca}_{0.04}\text{Fe}^{2+}_{0.05}\text{Mg}_{0.03})_{0.92}(\text{Al}_{1.35}\text{Fe}^{3+}_{0.68}\text{Ti}_{0.04})_{2.07}\text{O}_{4.06}$

По мнению авторов, эта находка дает основания считать, что коренными источниками хризоберилла россыпей рек Санарки и Каменки служили не гранитные пегматиты района (Ферсман, 1925), а толщи мраморов, содержащие флюорит-карбонатные прожилки с хризобериллом.

II. ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ МАГНИЯ И КАЛЬЦИЯ

Из минералов этой группы на Урале установлены периклаз, ферропериклаз, брусит, ферробрусит, гидроталькит, манассеит, пироаурит, колингит, бруньятеллит, стихтит, известь и портландит. Указания на присутствие шегренита сомнительны. Другие минералы, содержащие магний, отнесены в группы с преобладающим катионом.

II.1. Периклаз — MgO , куб. с. (Periclase)

Периклаз на Урале впервые описан Е. С. Федоровым (Федоров, Никитин, 1901) из серпентинитов Усть-Ейского массива, затем Н. В. Павловым и др. (1968) из хромитовых руд Кемпирсайского массива и Б. В. Чесноковым и др. (1987) из современных образований в угольных отвалах близ Челябинска. В связи с тем, что первая находка представляет собой, скорее всего, техногенное образование, периклаз в настоящее время на Урале установлен в высокотемпературных метамагматических хромитах и в современных новообразованиях. В рудных хромшпинелидах Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968) наблюдался в виде тонкой эмульсионной вкрапленности октаэдров и кубооктаэдров до 1—2 мкм. Изотропный, иногда сдвойникованный. Содержание периклаза по солянокислым вытяжкам до 1,2 мас. %, по избытку RO до 2,1 мас. %. По соотношению $MgO : FeO$ в солянокислых вытяжках состав минерала — от чистого периклаза $Mg_{0,92}Fe_{0,03}O$ до $Mg_{0,75}Fe_{0,25}O$. Определение нуждается в электронно-микроскопическом подтверждении.

В серпентинитах Усть-Ейского массива наблюдался в шлифах в виде изотропных зерен кубической сингонии (Федоров, Никитин, 1901). Определен по оптическим свойствам и химическим пробам как нечистый периклаз. Обследование месторождения показало, что гарцбургиты в районе шахты метаморфизованы только до стадии антигоритовых серпентинитов, исключаящей кристаллизацию периклаза. Отсюда можно предположить, что периклаз образовался искусственно при добыче руд на пожар или при их обжиге. Аналогично образование периклаза в хромититах массива Туламин, откуда он первоначально описывался как алмаз.

Широко распространен в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987). Находится в значительном количестве в ядрах "орехов", образованных при обжиге кусков окаменелого дерева. Является продуктом термического разложения доломита и анкерита. Обычно составляет тонкокристаллические очень пористые массы с объемной плотностью около 0.6 г/см^3 и меньше, состоящие из округлых кристаллов около 0.1 мм в поперечнике и менее. Цвет этих масс белый, желтоватый, коричневатый. Кристаллы периклаза бесцветные, желтоватые или коричневатые.

Как правило, более или менее ясное ограничение их отсутствует. Вместе с периклазом в составе пористых масс в переменных количествах присутствуют известь (обычно превращенная в портландит или в карбонаты), магнезиоферрит, гематит или сrebroдольскит. Зерна периклаза в иммерсии изотропны, $n = 1.740$. Порошковые диаграммы соответствуют периклазу, $a_0 = 4.212 \text{ \AA}$. Содержание FeO в бесцветном периклазе порядка 0.051 , а в коричневатом около 0.18% . Довольно часто зерна периклаза замещены оболочками просвечивающего брусита.

Ферропериклаз. В горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987) ферропериклаз распространен довольно широко. Содержание FeO в нем достигает $40\text{—}50 \text{ мас. } \%$. Такие ферропериклазы имеют цвет от золотистого до оранжево-красного и густо-красного. Образует мелкие октаэдры порядка 0.1 мм и менее в углеродистой массе, возникшей при разложении кусков окаменелого дерева в "черных блоках", сопровождается мелкими кристаллами пирротина и троилита, фторapatита, флюорита и выделениями бесцветных пластинок рорисита (CaFCl).

Цвет густо-желтый с коричневатым или зеленоватым оттенком ("золотистый периклаз").- В горелых породах встречается в виде густо-красных тонкозернистых скоплений, сложенных округлыми и октаэдрическими зернами обычно не более 0.1 мм в поперечнике. Такие же зерна и скопления найдены в "черных желваках" (см.: Ольдгамит) в базальтоподобных породах горелого отвала разреза "Коркинский". Здесь ферропериклаз находится в виде мелких вкраплений и зернистых скоплений в агрегатах ольдгамита, железа и троилита.

Кристаллы ферропериклаза — октаэдры, кубооктаэдры и округлые индивиды. Цвет от густо-желтого до оранжевого, красного и густо-красного, почти черного. Блеск сильный стек-

лянный до алмазного в изломе. Прозрачен или просвечивает. Черта от желто-оранжевой до желтовато-коричневой. Спайность совершенная по кубу. Умеренно магнитен. Оптически изотропен. Показатель преломления снижается от 2.00—1.96 (густо окрашенные разности) до 1.740 (чистый периклаз). Параметр a_0 увеличивается от 4.234 (25 мас. % FeO) у густо-желтого ферропериклаза до 4.258 Å (48 мас. % FeO) у густо-красного. В крепкой HCl густо-красный концентрат ферропериклаза бурно растворяется, при этом раствор сильно разогревается. Небольшие порции ферропериклаза в HCl растворяются спокойно.

II.2. Брусит — $Mg(OH)_2$, триг. с. (Brucite)

Брусит на Урале найден Г. Розе в 1829 г. (Rose, 1837) в змеевиках из окрестностей Пышминского завода. Проанализирован В. В. Беком в 1862 г. из неизвестного месторождения в Оренбургской губернии; в 1880 г. описан им же из хромитов Башартских рудников (Еремеев, 1880), затем определен А. А. Лешем (1885) из Николае-Максимилиановской копи; Н. А. Игнатьевым (1926) встречен на контакте диабазов Сатки с доломитами. Изучался многими исследователями: В. В. Беком, А. А. Лешем, П. В. Еремеевым, П. П. Смолиным, А. Г. Бетехтиным, В. В. Черных, А. С. Варлаковым, Д. С. Штейнбергом и И. С. Чашухиным. Наблюдался как гидротермальный минерал, особенно в серпентинизированных ультрамафитах, хромитовых телах, в контактово-метаморфизованных доломитах и магнезиальных скарнах, а также в продуктах горящих угольных отвалов. В ультрамафитах и связанных с ними образованиях отмечался в серпентинитах и серпентинизированных ультрамафитах — лизардитовых, хризотилowych и антигоритовых, а также в жильных образованиях. В серпентинитах — один из самых распространенных минералов, особенно в серпентинизированных дунитах концентрически-зональных массивов и альпинотипных дунитах и гарцбургитах, где можно выделить три типа разновидностей породообразующего брусита.

В лизардитовых аподунитовых серпентинитах концентрически-зональных массивов Урала (Платиноносный пояс и др.) брусит относительно редок (Штейнберг, Чашухин, 1977; Варлаков, 1978а; Кузнецова, Артемов, 1967; Иванов, 1988, 1997); по мнению А. С. Варлакова, в силу нейтральных условий кристаллиза-

ции, хотя наблюдались редкие жилки хризотила в сростании с волокнистым бруситом. Предположение Д. С. Штейнберга и И. С. Чашукина (1977) о присутствии тонкодисперсного брусита не подтвердилось. По А. С. Варлакову (1978а), брусит, развивающийся метасоматически по оливину, появляется после того, как степень серпентинизации превысит 30—50 % и возрастет кислотность среды. В парагенезисе с ним кристаллизуется α -лизардит повышенной магнезиальности.

Более широко брусит развит в сингенетичных лизардитовым серпентинитам жилках. Так, в хорошо разбуренном Нижнетагильском массиве развиты жилки, сложенные мучнисто-белым землистым повлен-хризотилом в ассоциации с ферробруситом и тонкозональным брусит-ферробруситом, сменяющимся в приповерхностных условиях бруситом в парагенезисе с магнетитом, артинитом и гидромагнетитом. Брусит крупнопластинчатый белый и бесцветный, в индивидах до 3 см, в друзовых агрегатах и пластинчатых кристаллах до 1 см. В лизардитовых аподунитовых и апогарцбургитовых серпентинитах обеих формаций брусит, по А. С. Варлакову (1978а), наблюдается в виде пластинок и чешуек в центре петель, вокруг реликтовых зерен оливина или в форме отдельных пластинчатых включений в шнурах (-лизардита, в пластинах 0.01—0.1 мм, обычно на границе между шнурами серпентина и зернами оливина или в центральной части петель. Брусит содержит 5—25 мол. % $\text{Fe}(\text{OH})_2$. Однако, в отличие от предполагавшегося теоретически около 14.5%, содержание его оказалось в 2—3 раза меньше (Кузнецова, Артемов, 1967).

В серпентинизированных альпинотипных ультрамафитах брусит нередко образует жилки в серпентинитах и хромититах; описан в Халиловском массиве, Усть-Ейском, Кiemбайском, Башартских рудниках, Баженовском, Кемпирсайском и практически во всех крупных неантигоритизированных массивах. Мало-железистый брусит образует жилки в несколько миллиметров, редко до 5 см мощности, сложенные мелко-, средне- и крупнопластинчатым агрегатом с индивидами до $3 \times 2 \times 3$ см (Гологорское месторождение), в полостях с мелкими ромбоэдрическими кристаллами. В хромитовых рудниках Кемпирсайского массива встречены крупнопластинчатые агрегаты голубого брусита. Химически анализировались бруситы Баженовского и Башартского месторождений (табл. 6). На кристаллах брусита из Башартских рудников П. В. Еремеевым установлена плоскость базопинакоида $\{0001\}$ и ромбоэдров $\{10\bar{1}1\}$, $\{20\bar{2}1\}$ и $\{01\bar{1}3\}$ (рис. 6).

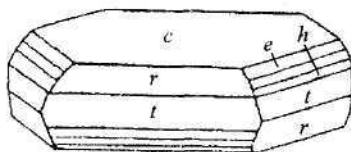
Таблица 6

Химический состав уральских бруснигов, мас. %

Компонент	Из серпентинитов							Из склероз и кварц-цифров			Ферробруснит	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
SiO ₂	—	—	0.05	—	2.34	0.96	1.24	—	—	1.40	—	
TiO ₂	—	—	0.02	—	—	—	—	—	—	0.01	—	
Al ₂ O ₃	—	—	0.05	—	0.26	—	—	—	—	0.05	—	
Fe ₂ O ₃	—	—	0.08	—	0.96	0.83	1.13	2.08	—	5.46	5.60	
FeO	0.02	0.13	0.05	2.26	0.94	2.73	1.26	3.30	0.76	15.10	15.51	
MnO	0.02	0.08	0.09	—	0.32	—	0.12	—	—	0.75	0.77	
NiO	—	—	0.004	—	—	—	—	—	—	—	—	
CoO	—	—	0.004	—	—	—	—	—	—	—	—	
MgO	69.02	67.94	69.14	66.88	64.16	65.31	66.17	64.23	69.03	50.00	50.23	
CaO	—	—	0.05	—	0.11	—	0.17	—	—	0.05	—	
H2O+	30.64	32.60	29.00	130.21	130.70	30.45	29.80	30.21	30.15	27.22	27.69	
H2O-	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.20	0.20	
CO ₂	—	—	0.06	1.02	Нс обн.	—	0.64	0.32	0.09	0.31	—	
п.п.п.	—	—	30.48	—	—	—	—	—	—	—	—	
Сумма	99.70	100.75	98.60	100.37	99.79	100.28	100.53	100.14	100.03	100.55	100.00	

Примечание. 1, 2 — из Нижнетагильского массива. Новый дунитовый карьер (Фоминих, 1976); 3 — там же, крупнозернистый бруснит. Материалы О. К. Иванова, обр. 112339; 4 — из Баженовского рудника. Криклевский массив (Ермеев, 1881); 5 — из Баженовского массива, западная часть разреза 8а (Черных, 1930); 6 — немалит из Баженовского массива, разрез 7, жила мощностью 4,5 см (Черных, 1930); 7 — то же. Баженовское месторождение. Разрез II (Черных, 1930); 8 — из Николае-Максимовской копи (Куряков, Черных, 1926); 9 — то же (Леп, 1885), анализ Ф. П. Розенблат; 10 — ферробруснит из Нижнетагильского массива (Иванов, Шпакова, 1980).

Рис. 6. Кристалл брусита из Башартского рудника



В брусит-антигоритовых серпентинитах по дунитам и гарцбург-

гитам альпинотипных комплексов, например, на Алапаевском и Красноуральском месторождениях асбеста (Татаринов, 1940), формирует мелкочешуйчатый агрегат совместно с антигоритом. В близких к ним брусит-магнетит-антигоритовых серпентинитах (шурпихитах) Нижне-, Верхнетагильского, Вересовоборского и Уктусского массивов брусит с железистостью 25 % в количестве 0.3—20 % образует мелкопластинчатый сферолитовый или конвертовидный агрегат с магнетитом и антигоритом в виде псевдоморфоз по индивидам оливина.

В антигоритовых и антигоритизированных серпентинитах грубоволокнистый брусит встречен в альпийских жилах разрыва в шурпихитах Нижне-, Верхнетагильского и Уктусского массивов. Жилки до 1 см мощности сложены агрегатом брусита, магнетита и антигорита. В тыловой зоне шурпихитов Нижнетагильского массива обнаружена брусит-антигоритовая жила до 2 см мощности с центральной частью, выполненной белым пластинчатым бруситом. В антигорититах Сарановского рудника длиноволокнистый белый немалит в ассоциации с продольно-волоконистым хризотилом образует агрегаты до 30 см длины. Подтвержден рентгенометрически. Частично замещается кальцитом и доломитом (Иванов, 1997а). В хризотилизованных дунитах и гарцбургитах Баженовского массива брусит образует чешуйчатые скопления в центре хризотиловых петель.

В хризотил-асбестовых жилах Баженовского, Киембайского и других месторождений встречается немалит, обычно в рассланцованных и брекчированных серпентинитах, продольно- и поперечно-волоконистых жилах, часто нарастающих на хризотил-асбест (Кузнецова, Артемов, 1967). Чистый немалит фанеровидный, состоит из слоев ломких волокон серебристо-белого цвета, повернутых на некоторый угол относительно выше- и нижележащих слоев. Длина волокон до 20 см. Часты немалит-хризотиловые агрегаты.

Из редких парагенезисов брусита в серпентинитах следует отметить в магнетит-лизардитовых серпентинитах Бисерского хромитового месторождения жилки брусита размером 1—2 мм с

ссайбелиитом и развивающимся по бруситу магнетитом. Наиболее интенсивные линии брусита ($d, \text{\AA}(J)$): 4.80(9); 2.74(6); 2.37(10); 1.982(6); 1.797(10); 1.597(9).

В кальцифирах и связанных с ними образованиях брусит распространен на контакте базитов Кусинской интрузии с доломитами саткинской свиты, где образует вкрапленность в мраморах, агрегаты в жилах и псевдоморфозы по различным минералам. В ксенолитах доломитов в габбро Кусинской части массива (Зеленцовская копь) в брусит-форстерит-кальцитовом мраморе брусит образует вкрапленности пластинок до 1—2 мм (Варлаков, 1967). В Николае-Максимилиановской копи он встречен в спутанно-пластинчатых агрегатах хлорита с кальцитом, форстеритом и перовскитом в виде пластинчатых скоплений белого, реже фиолетового цвета (Леш, 1885). В редких кристаллах размером до 1.5 см преобладают комбинации базопинакоида {0001} с узкими гранями ромбоэдров {01 $\bar{1}$ 3} и {02 $\bar{2}$ 1} (см. рис. 6). В Зеленцовской копи в зонах перекристаллизации наблюдались частичные или полные псевдоморфозы мелкопластинчатого белого брусита по шпинели и хондродиту.

Бруситовые аподоломитовые мрамора мощностью до 15 м и бруситовые породы описаны из контакта диабазовых даек с доломитами на Саткинском магнетитовом и Бакальском сидеритовом месторождениях (Смолин, 1957; Варлаков, 1967; Игнатъев, 1926). Мрамор белый и светло-серый, мелкозернистый, с индивидами брусита от 0.01 до 1.5 мм с $n_c = 1.583$, $n_o = 1.563$ и $n_c - n_o = 0.020$ в парагенезисе с кальцитом, доломитом, антигоритом и магнетитом. Содержание брусита около 12—30 %. Иногда встречаются прожилки мощностью до 2 см со сноповидными образованиями брусита.

Брусит широко распространен в современных горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987) как продукт гидратации зерен периклаза в ядрах “орехов”, образовавшихся при обжиге кусков окаменелого дерева. Развивается в виде прозрачных оболочек на зернах периклаза до полного их замещения. Подтвержден рентгенометрически и ДТА.

Ферробрусит. Наблюдался в виде жилок в серпентинитах Баженовского, Нижнетагильского и Халиловского массивов (Кураков, Черных, 1926б; Иванов, Шилова, 1980; Бетехтин, 1940б). Впервые указан А. Н. Заварицким (1928), затем А. Г. Бетехтиным (1935, 1950, 1954), отметившим связь ферробрусита с процессом серпентинизации, его наиболее позднее из гидротермаль-

ных минералов образование (есть неполный химический анализ ферробрусита). Он обнаружен в Господской шахте, в карьере Александровского лога и в разведочных скважинах, пробуренных от Нового дунитового карьера до Господской шахты в южной половине массива. Минерал наблюдается на глубинах от 30 до 430 м. в породах со степенью серпентинизации 80—100 %. Отсутствие ферробрусита на больших глубинах обусловлено слабой степенью серпентинизации дунитов.

Ферробрусит выполняет трещины разрыва, частично или полностью слагая центральные части жилков, обычно нарастает на почковидный криптозернистый агрегат повлен-хризотила. Минерал мелко- и среднекристаллический; в некоторых полостях имеются щетки и одиночные кристаллы размером до 0.5×2.0 мм. Кристаллы представляют собой комбинацию граней скаленоэдра и ромбоэдра. Габитус скаленоэдрический, удлинение до 5. На гранях скаленоэдра грубая или тонкая штриховка поперек удлинения. Грани ромбоэдра гладкие, матовые. Реже минерал наблюдается в чисто бруситовых жилках, где он образует ядра кристаллов брусита, нарастающих на стенки трещин, или зональные индивиды с чередованием тонких слоев брусита и ферробрусита, также приуроченные к центральным частям бруситовых кристаллов.

Окраска ферробрусита непостоянна. В свежем виде он бесцветен или имеет бледно-зеленый цвет и стеклянный блеск, совершенно прозрачен. После пребывания на воздухе сначала зеленеет, мутнеет и, наконец, замещается с периферии бурым пироауритом. Минерал одноосный, отрицательный, с совершенной спайностью по {0001}. Показатели преломления $n_g = 1.638—1.640$; $n_r = 1.608—1.617$. Плотность $2.71—2.73$ г/см³.

Согласно химическому анализу мономинеральной фракции бледно-зеленого прозрачного ферробрусита из скв. 7525, глубина 115 м (Новый дунитовый карьер), отобранного под бинокулярным микроскопом и содержащего небольшую примесь унстита, 1/4 железа оказалась окисленной, вероятнее всего, в процессе приготовления пробы к анализу.

Пересчет химического анализа исследованной пробы на формулу ферробрусита показал ее относительную чистоту, примесь повлен-хризотила менее 5 %. Характерно присутствие в минерале марганца. Рентгенометрический анализ показал почти полную идентичность рентгенограмм ферробрусита и брусита (табл. 7). Термограмма ферробрусита сходна с таковой безжелезистого брусита.

Таблица 7

Расчет рентгенограммы ферробрусита

Ферро-брусит		Брусит, Тихас (Михеев, 1957)			Ферро-брусит		Брусит, Тихас (Михеев, 1957)		
1	d, Å	hkl	1	d, Å	1	d, Å	hkl	1	d, Å
10	4.80	001	8	4.75	8	1.373	103, 200	7	1.372
3	2.75	100	2	2.73	6	1.321	112, 201	5	1.314
1	2.52	—	—	—	7	1.188	004	10	1.189
10	2.38	101	10	2.361	2	1.120	202	5	1.128
9	1.797	102	10	1.793	1	1.089	104	7	1.0904
0.5	1.692	—	—	—	2ш	1.047	—	—	—
8	1.585	003	6	1.584	7ш	1.035	203, 210	6	1.0327
—	—	110	5	1.575	1	1.024	211	1	1.0064
7	1.510	111	5	1.495	—	—	—	—	—

Примечание. Условия съемки: камера РКД-57.3, $\text{FeK}_{\alpha\text{ср}}$ излучение. Диаметр 0.5 мм. Аналитик А. Н. Айзикович.

Характерное свойство ферробрусита, отличающее его от безжелезистого брусита — неустойчивость на воздухе. Однако распространенное убеждение, что ферробрусит изменяется на свету (Минералы, 1967), ошибочно. Проверка показала, что минерал устойчив в сухих условиях при комнатной температуре, тогда как во влажных быстро замещается пироауритом в виде гомоосевых псевдоморфоз, легко рассыпающихся на тригональные или гексагональные пластинки и пачки, принятые Т. А. Яковлевской за кристаллы пироаурита (Минералы, 1967). Иногда с пироауритом ассоциирует гипергенный магнетит. По данным анализа, новообразованный пироаурит наследует от первичного состава ферробрусита железо, марганец и магний, приобретает дополнительные количества воды и CO_2 при этом Fe^{2+} переходит в Fe^{3+} . Таким образом, основными причинами изменения ферробрусита следует считать поглощение им паров воды и CO_2 на воздухе с параллельным окислением железа.

Гидротермальное происхождение ферробрусита и связь его с процессом серпентинизации не вызывают сомнения. Еще А. Г. Бетехтин (1954) показал, что этот минерал образуется на последней стадии гидротермального процесса. Однако наблюдения показывают, что такое происхождение характерно лишь для повлен-хризотил-ферробруситовых жил глубоких частей массива. В припо-

верхностных бруситовых жилах ферробрусит самый ранний минерал, и после него происходит кристаллизация брусита и артинита. Тесная связь повлен-хризотил-ферробруситовых жил с зонами серпентинизации свидетельствует о том, что вещество жилок образовалось при выделении в трещины поровых растворов. Ферробрусит указывается в свежих и дезинтегрированных серпентинитах Кемпирсайского массива (Витовская, Цегага, 1976), где он установлен косвенно по данным рентгеноспектрального анализа. По А. Г. Бетехтину (19406), зональные брусит-пироауритовые кристаллы из Халиловского массива первоначально были сложены зональным брусит-ферробруситом. По находкам пироаурита его присутствие предполагается в Уктусском массиве.

II.3. Гидроталькит — $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, триг. с. (Hydrotalcite)

История гидроталькита сложна и запутанна. В 1846 г. Р. Герман (Hermann, 1846) описал из Шишимских копей минерал фелькнерит, который позже идентифицировал с ранее открытым гидроталькитом. Однако в коях Шишимских и Назямских гор развит не гидроталькит, а манассеит, что ставит под сомнение прежнюю находку (Иванов, Айзикович, 1980). Достоверно определил гидроталькит В. В. Черных на Баженовском месторождении хризотил-асбеста (Черных, 1930; Курнаков, Черных, 1926a). Гидроталькит найден им летом 1922 г. при разведочных работах в северо-восточной части бывшего Михайловского разреза в массе сильно выветрелого серовато-зеленого антигорита. По соседству были жилки кальцита, местами с хлоритом в виде желтоватых скорлуповатых агрегатов. Двупреломление 0.015, оптически положительный. Жирный на ощупь. Твердость 2, полупрозрачный, плотность 2.078 г/см³. Состав, мас. %: Al_2O_3 17.32, Fe_2O_3 0.78, MgO 37.16, H_2O 33.52, CO_2 10.84. Сумма 99.62.

II.4. Манассеит — $\text{Mg}_6\text{Al}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, гекс. с. (Manasseite)

Манассеит найден О. К. Ивановым в 1963 г. в Зеленцовской копи Кусинской расслоенной габбровой интрузии. Диагностирован и описан О. К. Ивановым и А. Н. Айзикович (1980). Однако

еще К. Фрондель (Frondel, 1941) предположил, что описанный Р. Германом фелькнерит из тальковых сланцев Шишимских гор является манассеитом.

Зеленцовская копь расположена в Челябинской области на восточной окраине п. Кусинская Магнитка. Копь находится в пределах Кусинского магнетито-ильменитового месторождения в одноименной расслоенной габбровой интрузии Кусинско-Маскальского пояса. Вдоль контакта с габброидами и гранито-гнейсами доломиты метаморфизованы. С зоной контакта связаны известные минеральные копи Назямских гор. Зеленцовская копь представляет собой согласный линзовидный ксенолит метаморфизованных доломитов размером 7 x 30 м в габброидах. По Д. Д. Топоркову (Мясников, 1954) и О. К. Иванову, ксенолит сложен шпинель-форстерит-кальцитовыми, шпинель-хондрит-кальцитовыми и брусит-кальцитовыми мраморами. На контакте с габброидами развиты хлоритовые породы с участками шпинелевых и магнетито-шпинелевых пород, а также зонами их перекристаллизации с крупными кристаллами шпинели, магнетита, андрадита, хондродита, перовскита. Наблюдаются также друзовые полости с кристаллами перечисленных минералов.

Манассеит обнаружен в псевдоморфозах по хондродиту и шпинели, в виде жилок в шпинели, гнезд в хлоритовой породе, мономинеральной жилы среди мраморов. Индивиды хондродита размером до 1—2 см с периферии на 2—4 мм замещены белым пластинчатым манассеитом. Контуры бывшего кристалла хондродита фиксируются мелкими (до 0.5 мм) кристаллами перовскита, а внутри агрегата манассеита находятся мелкие радиально ориентированные пластинчатые вроски ильменита. Шпинель также замещается манассеитом лишь по периферии. Чаше встречаются секущие жилки манассеита в шпинели мощностью до 1 см. Кристаллы ее в этом случае смещены и даже развернуты, а на стенках трещины в шпинели нарастают октаэдрические кристаллы магнетита размером до 2 мм, тогда как середина жилки выполнена белым пластинчатым манассеитом. На контакте с последним шпинель метасоматически замещается магнетитом. В хлоритовой породе встречаются небольшие (до 1.0—1.5 см) гнезда, сложенные спутанно-пластинчатым белым манассеитом. Этот манассеит, по-видимому, не является псевдоморфозой по шпинели или хондродиту, так как с ним не ассоциируют ни магнетит, ни перовскит. Возможно, что манассеит образовался или по другому минералу, или выполнил полости в хлоритовой породе. Мономинеральные жилки манассеита

мощностью более 4 см располагаются в мраморах вблизи контакта их с габброидами. Контакт жилки с мрамором резкий. На контакте развиты редкие октаэдрические кристаллы магнетита размером до 1.5 мм. Жила сложена крупнопластинчатым перематым скорлуповидным и желваковидным манассеитом светло-розового цвета, напоминающим лепидолит. В верхних частях жилы видны пленки ферромонтмориллонита.

Манассеит образует пластинчатые, радиально- и спутанно-пластинчатые агрегаты, в крупных жилах перематые. Размеры отдельных индивидов до 10×2 см и более. Цвет минерала белый, реже розовый, до бесцветных пластинок. Пластинки гибкие, но не упругие. Спайность весьма совершенная по $\{0001\}$. При изгибании пластинок проявляется скрытая спайность под углами 30° и 60° . Твердость 1.5—2. Блеск жемчужный. Медленно растворяется в слабой HCl с выделением пузырьков CO_2 . Плотность манассеита, определенная гидростатическим способом, 2.12 ± 0.01 г/см³. Ю. В. Можжериным определены оптические свойства манассеита: для розового $n_p = 1.508$; $n_z = 1.518$; $n_y - n_p = 0.010$ —0.017; для белого из хлоритовой породы $n_p = 1.509$; $n_z = 1.518$; для манассеита из жилки в шпинели $n_p = 1.505$ —1.508; $n_z = 1.516$ —1.518; $n_y - n_p = 0.010$ —0.017. Минерал оптически отрицательный, $2V \approx 0^\circ$. По оптическим свойствам располагается между гидроталькитом и манассеитом, ближе к последнему.

Термографическое исследование показало наличие на кривой ДТА манассеита двух эндотермических пиков при 255 — 285° и 470 — 500°C (Иванов, Айзикович, 1980). Колебания температурных интервалов эффектов обусловлены разной степенью кристалличности или растертости проб. Промежуточный эффект (Беск, 1950) проявляется очень слабо. Потери при прокаливании происходят в три этапа — 2 % до 180°C , 17.1 — до 400°C и 24.3 — до 1000°C , суммарные 43.4. Рентгенодиагностику см. в табл. 8.

Химический состав изученного минерала (табл. 9, ан. 1 и 2) удовлетворительно рассчитывается на формулу манассеита; эмпирическая формула $(\text{Mg}_{5.96}\text{Na}_{0.02})_{5.98}\text{Al}_{2.02}(\text{OH})_{16.01}[\text{CO}_3]_{1.2} \cdot (\text{H}_2\text{O})_{4.34}$. В анализе 2 присутствие 1.0 % SiO_2 , видимо, обусловлено механической примесью; спектральным анализом Si не обнаружен; присутствие Fe_2O_3 вероятно, обусловлено включениями магнетита. Спектральным анализом установлены мас. %: $\text{Sr}^{0.01}$; $\text{Mn}^{0.005}$; $\text{Zr}^{0.005}$; $\text{Rb}^{0.002}$; $\text{Cu}^{0.001}$; $\text{Ti}^{0.001}$; $\text{Ca}^{0.0007}$. В пользу гидротермального происхождения манассеита свидетельствует его парагенезис с вторичным перовскитом и магнетитом. Так как манассеит разлагается при темпера-

Таблица 8

Расчет дебаграммы манассента

Обр. М-191			Манассент (Минералы, 1967)			Обр. М-191			Манассент (Минералы, 1967)		
hkl	I	d, Å	hkl	I	d, Å	hkl	I	d, Å	hkl	I	d, Å
002	10	7.77	002	100	7.67	0.0.12	2	1.292	—	—	—
004	8	3.88	004	20	3.38		3	1.250	203,	10	1.25
006	9	2.59	006,	50	2.60			0.0.12			
			101			0.5	1.220	204	10	1.24	
	7	2.51	102	30	2.49		4	1.176	206	10	1.17
	8	2.36	103	40	2.34		1—2	1.158	—	—	—
	7	2.19	104	40	2.17	0.0.14	0.5	1.103	—	—	—
	7	2.01	105	40	2.00		4	1.080	208,	10	1.09
008	7	1.940	—	—	—			1.1.10			
	9	1.852	106	60	1.84		1	1.021	—	—	—
0.0.10	7	1.566	108	20	1.56		3	0.991	—	—	—
	8	1.528	110	30	1.52		3	0.983	—	—	—
	8	1.500	112	30	1.49		3	0.968	—	—	—
	4	1.418	114	10	1.42						
	5	1.340	200,	10	1.33						
			202								

Примечание. Условия съемки: камера РКД—57.3, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, диаметр образца — 0,5 мм.

туре около 250 °С, можно предполагать низкотемпературный характер этих растворов. По-видимому, они имели бикарбонатный состав, а выпадение магнетита указывает на высокое парциальное давление в них кислорода. При замещении шпинели манассеитом необходим вынос алюминия, а при замещении хондрита — его привнос. Сравнивая парагенезисы манассеита и гидроталькита, можно предполагать, что первый образуется в гидротермальных, а второй — преимущественно в гипергенных условиях. Манассент Зеленцовской копи — устойчивый минерал в зоне гипергенеза. При выветривании он лишь мутнеет и частично растворяется. Однако при этом значения показателей преломления сохраняются. Очень похожий на манассеит минерал в породах Николае-Максимилиановской копи упоминает И. В. Мушкетов (1877): "пластинчатый минерал красноватого цвета, который образует тонкие включения в роговообманковом сланце. Ближе не определен, но напоминает ксантофиллит". В Шпинелевом шурфе той же копи в пе-

Химический состав манассеита

Компонент	Зеленцовская коп.		Снарзум, Швеция (Frondel, 1941)		Фелькнерит (Nettall, 1849)
	1	2	3	4	5
SiO ₂	Следы	1.00	0.35	—	—
TiO ₂	0.02	0.05	—	—	—
Al ₂ O ₃	16.34	16.35	19.65	16.59	16.95
Fe ₂ O ₃	0.13	0.13	0.20	0.21	—
FeO	Не обн.	< 0.10	—	—	—
MnO	Следы	< 0.01	—	—	—
MgO	38.32	38.20	36.76	39.38	37.07
CaO	0.58	< 0.20	—	—	—
Na ₂ O	—	0.08	—	—	—
K ₂ O	—	< 0.05	—	—	—
CO ₂	—	7.88	6.98	7.48	—
H ₂ O ⁺	—	35.30	36.13	36.34	46.87
H ₂ O ⁻	0.94	0.38	—	—	—
п.п.п.	42.98	—	—	—	—
Сумма	99.31	99.37	100.07	100.00	100.89

Примечание. Примечание: 1, 2 — анализы выполнены в химических лабораториях соответственно Свердловского горного института и Уральского геологического управления, 3 — материал с примесью кварца и 6,38 % гипобита, 4 — результат пересчета на мономинеральный манассеит.

ровскитовых штуфах наблюдался (Arzruni, 1897) “красноватый слюдяной минерал, напоминающий литиевую слюду”. Большое сходство в геологии Зеленцовской копи с копиями Шишимских гор и Николае-Максимилиановской, а также подобие внешнего облика гидроталькита и описываемого минерала (некоторые манассеиты очень похожи на лепидолит) позволяют, предполагать, что фелькнерит Р. Германа и ближе не определенные минералы И. В. Мушкетова и А. Арцруни являются манассеитом, и последний сравнительно широко распространен в копиях контакта Кусинско-Маскальского пояса расслоенных габбровых интрузий.

П.5. Пироаурит — $Mg_6Fe_2^{3+}(CO_3)(OH)_{16} \cdot 4H_2O$, триг. с. (Pyroaurite)

На Урале пироаурит впервые найден В. В. Черных в 1924 г. (Курнаков, Черных, 1926а) в Михайловском разрезе Баженовского месторождения, затем описан И. И. Гинзбургом и И. А. Ру-

Расчет рентгенограмм пироаурита

Проба С-7525/115		Пироаурит (Минералы, 1967)	
l	d, Å	l	d, Å
5	(8.5)	—	—
10	7.70	10	7.6
1—2	(4.22)	1	4.8
9 дв	3.90	7	3.89
2	(2.93)	—	—
8	2.65	4	2.62
6	2.57	—	—
10	2.33	4	2.33
1	2.18	—	—
1—0.5	2.10	—	—
4	1.966	5	1.981
3	(1.920)	—	—
6	1.747	1	1.763
1—2	(1.721)	—	—
1—2 оч. ш.	(1.662)	1	1.670
1—0.5	(1.599)	—	—
8	1.557	2	1.556
5	1.525	2	1.526
1	(1.474)	1	1.497
2—3	(1.442)	1	1.448
0.5	(1.401)	—	—
2	1.342	1	1.335
5	1.295	2	1.292
1—2 p	1.270	—	—
1—2 p	1.217	1	1.223
1—2 p	1.162	—	—
1—2	1.126	—	—

Примечание. Примечание. Условия съемки: камера РКД-57.3, FeK_{αβ} излучение. Диаметр образца — 0.5 мм. Аналитик А. Н. Айзикович.

кавишниковой (1951) из Нижнетагильского массива и более детально — О. К. Ивановым (1988, 19976).

В Баженовском месторождении (Черных, 1930) пироаурит наблюдался в листоватых и скорлуповатых (иногда скрытоволокнистых) агрегатах желтоватого и золотисто-желтого цвета. Листочки гибкие. Минерал редкий, найден в массе сильно выветрелого плотного серпентинита близ жилки кальцита. Возник он, скорее всего, в результате замещения ферробрусита.

В отвалах Господской шахты в Нижнетагильском дунитовом массиве наблюдался в серпофитовых и повлен-хризотилловых

Таблица 11

Химический состав уральских пирроауритов, мас. %

Компонент	Баженовский массив			Нижнетагильский массив		
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	—	—	—	1.36	0.30	0.10
TiO ₂	—	—	—	—	< 0.01	< 0.02
Al ₂ O ₃	—	7.24	2.60	0.80	< 0.05	0.08
Fe ₂ O ₃	23.49	17.18	21.95	23.02	32.10	33.00
FeO	—	—	—	Не обн.	2.15	—
MnO	—	—	—	0.90	1.40	1.46
MgO	34.50	33.92	34.12	37.90	31.80	31.78
CaO	—	—	—	Не обн.	—	0.25
H ₂ O ⁺	33.92	34.52	33.64	27.46	32.20	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	3.00	1.92	Не обн.
CO ₂	7.87	6.31	7.00	6.35	—	—
П.п.п.	—	—	—	—	—	33.30
Сумма	99.78	99.17	99.31	100.79	101.87	99.97
Плотность, г/см ³	2.083	2.051	2.049	—	—	—

Примечание. 1 — желтоватый листоватый агрегат, бывший Старо-Михайловский разрез (Черных, 1930); 2, 3 — золотисто-желтый кривоскорпуловатый агрегат, там же (Черных, 1930); 4 — из отвалов Господской шахты, Нижнетагильский массив (Гинзбург, Рукавишников, 1951); 5, 6 — пирроаурит железистый, бурые пластинки. Скви. 7525, гл. 115, Нижнетагильский массив. Материалы О. К. Иванова.

жилах в зеленой, светло-бурой и темно-бурой разновидностях, описан И. И. Гинзбургом и И. А. Рукавишниковой (1951). По нашим данным, зеленый минерал — полуокисленный ферробрусит, светло-бурый — колинцит, темно-бурый — пирроаурит.

Найден О. К. Ивановым (1988, 19976) как продукт современного окисления ферробрусита в ферробрусит-повлен-хризотитовых жилах с поверхности и из керна скважин Нижнетагильского дунитового массива, в псевдоморфозах по скаленоэдрическим кристаллам ферробрусита размером до 2 см, которые легко распадаются на тригональные и гексагональные бурые пластинки. Часто развивается по зональным ферробрусит-бруситовым индивидам, где замещает только ферробрусит. Подтвержден термически и рентгенограммой (табл. 10).

Обнаружен также в Новом дунитовом карьере, в отвалах Катаевской штольни и штольни 5 Нижнетагильского массива. Най-

ден в Уктусском массиве в отвалах из ковша нового лыжного трамплина. Как продукт окисления ферробрусита развит в ферробрусит-лизардитовых серпентинизированных ультрамафитах всех генетических типов от Полярного Урала до Мугоджар, окрашивает корку выветривания оливина в бурый цвет. Имеется шесть химических анализов пирроаурита из Баженовского и Нижнетагильского массивов (табл. 11).

Предположительно установлен Б. В. Чесноковым и другими (1987) в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна в составе "белых комьев", образованных при обжиге кусков карбонатных пород с несквегонитом, арагонитом, бруситом и порландитом (отражения 3.88 и 2.62 Å).

В Таловском серпентинитовом массиве встречен необычный по окраске голубоватый (неокисленный (?), по-видимому, тегренит) пирроаурит в центре покровскит-гидромагнезитовой жилки в керна скважины № 31 (Попова, Попов, 1993). Пирроаурит образует мелкотаблитчатый агрегат, в иммерсии почти бесцветный, $n_o = 1.564$, $n_e = 1.544$, растворяющийся в HCl со "вскипанием"; главные линии рентгенограммы (Å): 7.66(10), 3.87(7), 2.63(6), 2.33(7), 1.976(7).

II.6. Шегренит — $Mg_6Fe_2^+(CO_3)(OH)_{16} \cdot 4H_2O$, гекс. с. (Sjögrenite)

На Урале достоверно не определен. Впервые указан И. В. Витовской и А. И. Цепиным (1976) в серпентинитах Кемпирсайского массива, затем О. К. Ивановым в виде включений в манассеите Зеленцовской копи.

В сетках и ячейках плотных зелено-черных серпентинитов Кемпирсайского массива, из зоны дезинтеграции, определен тонкодисперсный минерал, близкий к шегрениту (в парагенезисе с ферробруситом в количестве до 15 %); ему приписываются отражения 7.78; 3.86 и 2.82 Å. В редких порах, выполненных доломитом, выделения натечного бурого вещества с $n_g = 1.572$ и $n_r = 1.533$, определены как шегренит в количестве до 70 %. Хотя главные линии рентгенограммы близки к таковым шегренита, бурый цвет минерала и ассоциация с ферробруситом позволяют предполагать, что это минерал группы пирроаурита, а не шегренит. Требуется подтверждения. Предполагалось, что розовые пластинчатые микровключения в жильном манассеите Зе-

ленцовской копи сложены шегренитом, на что указывали отдельные линии рентгенограммы (Иванов, Айзикович, 1980). Однако, как оказалось позже, свежий шегренит бесцветен и это указание также недостоверно. Возможно, шегренитом является "неокисленный пироаурит".

II.7. Колингит — $\text{Mg}_{10}\text{Fe}_3^{2+}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{24}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, триг. с. (Coalingite)

Колингит встречен О. К. Ивановым (1984) в керне глубоких скважин на Нижнетагильском дунитовом массиве. В наиболее серпентинизированных дунитах в южной половине массива широко развиты повлен-хризотилловые, ферробрусит-повлен-хризотилловые, реже ферробрусит-бруситовые жилки, выполняющие трещины. Керна с этими жилками на поверхности в течение 1—2 мес. претерпевает изменения, причем ферробрусит почти полностью переходит в пироаурит или колингит. Последний наблюдался в повлен-хризотилловых или мономинеральных жилках, где выполняет обычно среднюю часть. Размер его выделений до 0.5×1.0 см. В других случаях колингит выполняет мелкие жилки, где представлен мелкозернистым агрегатом или мелкими скаленоэдрическими кристаллами до 1—2 мм среди рыхлого повлен-хризотила. В бруситовых жилках минерал развивается в средней части крупных зональных кристаллов брусита по зонам, сложенным ранее ферробруситом.

Кристаллы размером до 1—2 см имеют вид острых ромбоздров с гранями скаленоэдра и удлинением до 5. Кристаллы и зерна минерала легко разделяются по спайности $\{0001\}$ на пластинки или пачки пластинок гексагонального или тригонального очертания. Цвет минерала изменяется от бледно-коричневого до темно- и золотисто-бурого. Блеск стеклянный, до перламутрового. Черта светло-коричневая. Показатели преломления: $n_g = 1.645(3)$; $n_p = 1.625(2)$; $n_g - n_p = 0.020$. Все разности относятся к электромагнитной фракции. Сильно магнитные фракции содержат сростки колингита с магнетитом. Магнитная восприимчивость $27\text{—}37 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE для обр. С 7525/253.3 и $30\text{—}41 \cdot 10^{-6}$ ед. CGSE для образца С 7528/516. В химических анализах табл. 12 присутствие кремнезема обусловлено механической примесью повлен-хризотила, остальные компоненты типичны для колингитов. Обращает на себя вни-

Химический состав колингитов Нижнетагильского массива, мас. %

Компонент	С 7525/253,5		С 7528/516	
	—	—	—	—
SiO ₂	1.35*	—	0.40*	—
TiO ₂	< 0.02	—	< 0.02	—
Al ₂ O ₃	< 0.05	—	< 0.05	—
Fe ₂ O ₃	26.75	27.45**	26.75	26.98**
MnO	1.14	1.17	1.12	1.13
MgO	38.40	38.20	39.20	39.20
CaO	< 0.20	—	< 0.20	—
H ₂ O+	29.44	29.88	28.20	28.30
CO ₂	3.20	3.30	4.36	4.39
Сумма	100.28	100.00	100.03	100.00

Примечание: * — реальный химический состав; ** — за вычетом примесей и пересчитанный на 100 %.

мание повышенное содержание железа и постоянное присутствие марганца. Пересчет химических анализов на восемь катионов по аналогии с пироауритом показывает удовлетворительную сходимость при стабильных содержаниях катионов Fe и Mg и варьирующихся содержаниях CO₂. Аналогичный расчет для колингитов Нью-Идрии и Маскокса не показывает выдержанных соотношений катионов, что может быть обусловлено разной железистостью исходных ферробруситов. Исходя из хорошей рассчитываемости химических анализов на основе формулы пироаурита правильнее использовать ее, а не эмпирические формулы (Mumpton et al., 1965). Тогда общая формула колингитов $(Mg_{8-x}Fe_x)_8[(CO_3)_9(OH)_{1-y}](OH)_{16} \cdot (0.5-2.0)H_2O$.

Рентгенограммы колингитов идентичны полученным ранее (табл. 13). Термограммы колингитов Нижнетагильского массива аналогичны термограмме колингита из Маскокса. ИК-спектры колингитов, снятые в Институте химии УрО Л. А. Перелаяевой на спектрографе UR-20, несколько различаются по интенсивности спектров поглощения при совпадении длин волн. При этом фиксируются полосы поглощения H₂O, OH⁻¹ и CO⁻². Термограмма характеризуется сильными экзотермическими эффектами при 215 и 440 °С.

Условия образования колингита Нижнетагильского массива аналогичны описанным для колингитов Нью-Идрии (Mumpton et al., 1965). Колингит также образуется в случае изменения ферробрусита при хранении зерна в атмосферных условиях. Изме-

Расчет рентгенограмм колингитов

Нижнетагильский массив				Нью-Идрия		Маскокс	
С 7525/253.5а		С 7528/516		(Mumpton et al., 1965)		(Jambor, 1969)	
l	d, Å	l	d, Å	l	d, Å	l	d, Å
2 ш	12.4	3 ш	13.4	4 В	13.4	—	—
2	7.72	2	7.7	—	—	—	—
2 ш	6.3	10	6.06	5	6.05	4 В	6.0
1	5.03	—	—	—	—	—	—
2 ш. р.	4.50	2	4.7	1	4.75	2	4.74
5 ш. р.	4.14	10	4.21	8	4.20	8	4.24
1/2	3.83	1/2	3.88	—	—	—	—
1/2	3.66	1/2	3.67	—	—	—	—
1	2.79	—	—	—	—	—	—
7	2.67	1	2.67	3	2.67	2	2.68
7	2.57	2	2.58	1/2	2.62	—	—
—	—	—	—	1 В	2.52	1/2 В	2.487
10 ш. р.	2.33	10	2.34	10	2.34	10	2.34
1 ш. р.	2.09	—	—	—	—	1/2	2.14
1	1.969	1 ш	1.95	—	—	—	—
1 ш. р.	1.897	3	1.89	3	1.884	1 В	1.885
—	—	—	—	—	—	1/2	1.792
5 ш	1.757	3	1.763	3	1.767	2	1.769
3	1.721	2	1.713	3	1.712	1 В	1.719
2	1.689	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	1/2	1.580
8	1.557	3	1.556	5	1.558	4	1.559
3	1.514	—	—	1	1.509	1/2	1.509
—	—	—	—	—	—	1/2	1.488
2	1.455	1	1.464	1	1.462	1.2	1.465
1—2	1.429	—	—	1/2	1.430	< 1/2	1.430
1	1.387	—	—	—	—	< 1/2	1.369
—	—	—	—	—	—	< 1/2	1.373
1	1.346	—	—	—	—	< 1/2	1.350
—	—	—	—	1/2	1.313	1 В	1.315
5 ш	1.295	—	—	1	1.298	1	1.298

ние происходит в течение 1—2 мес., хотя в отдельных, закрытых от проникновения влаги участках керна, сохраняется свежий ферробрусит (Иванов, Шилова, 1980). Колингит образуется при окислении Fe^{2+} до Fe^{3+} в ферробрусите, сопровождающемся поглощением H_2O и CO_2 .

При этом наряду с колингитом развивается и типичный пираурит, присутствие которого подтверждено данными хими-

ческого и рентгеновского анализов. Пироаурит является обычным минералом в старых отвалах бывших платиновых копей и шахт (Бетехтин, 1935; Гинзбург, Рукавишникова, 1951), и это позволяет предположить, что колингит представляет собой промежуточную фазу изменения ферробрусита. В дальнейшем после дополнительного поглощения воды и CO_2 он переходит в более устойчивый при данных условиях пироаурит.

Маломощные первичные колингитовые прожилки развиты в серпентинитах Таловского массива на Южном Урале (недалеко от Миасса), где они проявлены после серпентиновых и доломитовых жил и предшествуют жилкам брусита и гидромагнетита (Попов, Попова, 1993). В жилках с колингитом нередко встречается бруньятеллит. В серпентините вблизи жилков наблюдается мелкая вкрапленность колингита. Колингит образует в прожилках псевдогексагональные таблитчатые, толстотаблитчатые и изометричные индивиды красновато—коричневого (бурого) цвета величиной до 1—1.5 мм, с низкой твердостью (около 1.5 по Моосу) и совершенной спайностью по пинакoidу, растворяющиеся в HCl с бурным выделением CO_2 . Зерна отчетливо зональные и зонально-секториальные по окраске, с явной тригональной симметрией. Центральные части зерен в проходящем свете (в иммерсии) обычно имеют более светлую коричнево-желтую окраску с $n_o = 1.585—1.597$, а периферические зоны с разной интенсивностью желто-коричневой окраски характеризуются $n_o = 1.605—1.618$. Секториальность проявлена в числе, мощности и окраске зон в пирамидах роста разных форм (возможно, разных ромбоэдров). Колингит оптически отрицательный, с заметным плеохроизмом: N_o — красно-коричневый или желто-коричневый, N_e — желто-коричневый или желтый. Рентгенограмма колингита из Таловского массива характеризуется главными линиями ($\text{\AA}$): 4.17(4), 3.22(3), 2.69(3), 2.586(4), 2.345(10), 1.564(5).

Колингит широко развит в бурых корках выветривания серпентинизированных дунитов, гарцбургитов и лерцолитов по всему Уралу. Предположительно рентгенографически установлен Б. В. Чесноковым и другими (1987) в горелых угольных отвалах Челябинского бассейна в составе “белых комьев” вместе с несквегонитом, арагонитом, бруситом и портландитом по отражению 6.01 и 2.36 $\text{\AA}$.

II.8. Бруньятеллит — $\text{Mg}_6\text{Fe}^{3+}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{13}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$, рекс. с. (Brugnatellite)

Обнаружен В. В. Черных (1930) в серпентинитах Баженовского месторождения, а затем А. И. Киселевым (1938) в Халиловском массиве. На Баженовском месторождении в бывшем Старо-Михайловском разрезе найден в мелколистоватых агрегатах буроватого цвета среди гидромагнетита. Состав, мас. %: Fe_2O_3 13.78; MgO 43.13; FeO сл.; CO_2 10.41; H_2O 32.90; сумма 100.22; $n_o = 1.542$; $n_e = 1.514$; $n_o - n_e = 0.028$; $2V = 0^\circ$. Кристаллохимическая формула: $\text{Mg}_{6.03}\text{Fe}_{0.97}^{3+}(\text{CO}_3)_{1.33}\text{OH}_{15.33}\cdot 4.18\text{H}_2\text{O}$.

В Халиловском массиве развит в низах коры выветривания по трещинам серпентинитов в виде мелкочешуйчатых золотистых агрегатов зональных пластинок размером до 2 мм с чередованием буроватых и бесцветных полосок; по бурых полосок 1.585—1.605, бесцветных — 1.565—1.605. Состав агрегатов, мас. % (аналитик Е. Н. Егорова), мас. %: SiO_2 0.83; TiO_2 0.07; Al_2O_3 нет; Fe_2O_3 20.01; CaO 0.24; MgO 43.50; CO_2 3.94; H_2O 31.33; сумма 99.92. Кристаллохимическая формула: $\text{Mg}_{5.68}\text{Fe}_{1.32}^{3+}(\text{CO}_3)_{0.47}(\text{OH})_{13}\cdot 2.65\text{H}_2\text{O}$. Судя по высокому показателю преломления, минерал представляет собой сращения брусита с колинцитом или пироуритом. В Халиловских хромитовых месторождениях развивается при карбонатазации ферробрусита по трещинам в змеевике и хромитовых рудах (Бетехтин, 1940б). Все эти находки нуждаются в рентгеновском подтверждении.

В Таловском серпентинитовом массиве бруньятеллит развит в прожилках в виде тонкопластинчатых (до чешуйчатых) серебристо-белых и белых полупрозрачных мелкозернистых агрегатов, иногда с размером индивидов до 2 мм (Попова, Попов, 1993). При действии HCl бруньятеллит приобретает зеленовато-желтый цвет и растворяется с бурным выделением пузырьков CO_2 . В иммерсии бесцветный, прозрачный, одноосный (–), $n_o = 1.543$ —1.546. Главные линии рентгенограммы, d , Å (J): 7.82(10), 4.74(3), 3.90(7), 3.64(2), 2.59(2). По оптическим и рентгеновским данным бруньятеллит содержит повышенное количество железа, что подтверждается данными микронзондового анализа (мас. %): MgO 39.1; Fe_2O_3 20.4. Поскольку анализируемая чешуйка (без полировки), результат является приближенным, однако по соотношению $\text{Mg}:\text{Fe} = 4:1$ можно полагать, что часть магния замещена двухвалентным железом. В бруньятеллите встречаются микровключе-

ния черного непрозрачного радиально-пластинчатого минерала, содержащего железо, магний и серу (возможно, точилинита). В зальбандах некоторых бруньятеллитовых жилок встречается колингит. Бруньятеллитовые прожилки секутся бруситовыми, гидромагнезитовыми и кальцит-арагонитовыми жилками.

П.9. Стихтит — $\text{Mg}_6\text{Cr}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{16} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$, триг. с. (Stichtite)

Указан Г. С. Грицаенко в 1943 г. на бывшем Аккермановском никелевом месторождении (Гинзбург, 1947) и Ю. А. Абрамовичем (1961) на Сарановском месторождении. Обе находки требуют подтверждения.

На Аккермановском месторождении стихтит образует лиловый плотный криптокристаллический агрегат среди свежих серпентинитов. Диагностические признаки не приводятся (Гинзбург, 1947; Гинзбург, Рукавишникова, 1951). На Сарановском месторождении находится в кальцитовых жилах, секущих антигоритовые и лизардитовые серпентиниты, где образует мелкочешуйчатый лиловый агрегат, жирный на ощупь. "Химический анализ позволяет считать, что в данном случае это минерал группы пироаурита или шегренита, близкий по составу к железистому стихтиту. Детальное изучение этого минерала продолжается, и его всестороннее описание является предметом специальной статьи" (Абрамович, 1961, с. 89). Однако эта статья в печати не появилась.

11.10. Известь — CaO , куб. с. (Lime)

Мраморовидные зернистые агрегаты извести найдены Б. В. Чесноковым летом 1987 г. в горячей стенке экскаваторного забоя на терриконе шахты 45 в Копейске. Они слагали ядро "ореха", образовавшегося при обжиге куска окаменелого дерева в красном горельнике (Чесноков и др., 1987). Сколупа "ореха" сложена мелкозернистым ангидритом с примесью флюорэллестадита на внутренней стороне. В ядре находилось несколько скоплений зернистой извести, разделенных полостями усадки. Известь является продуктом обжига карбонатной, в основном кальцитовой, массы окаменелого дерева.

Куски извести были сухие и горячие (температура их выше 100°C), размером до $5 \times 10 \times 20$ см. Агрегат имел примерно такую же прочность, как мрамор, разбивался только при ударе молотком. Излом кусков довольно ровный, поверхность излома шероховатая, зернистая. Текстура слабо выраженная, полосчатая: темные полосы коричневатого-серого цвета чередуются с более светлыми коричневатого-серыми полосами. Более темную окраску агрегатам извести придает примесь мелких табличек и листочков сребродольскита. Структура мелкозернистая, размер зерен извести до $0.5\text{--}1$ мм. В более светлых частях извести около $70\text{--}85\%$. Примерно $10\text{--}25\%$ составляют бесцветные округлые зерна периклаза, обычно менее 0.1 мм в поперечнике. Содержание сребродольскита около $3\text{--}5\%$. Местами присутствуют зеленоватого-голубые прожилки флюорэллестадита, а также выделения еще не диагностированных минералов.

Зерна извести имеют совершенную спайность по кубу. Цвет их почти всегда коричневатый, реже встречаются почти бесцветные зерна. Блеск по плоскостям спайности сильный, близкий к алмазовидному. Блеск поверхности зерен жирноватый. В спайных обломках полупрозрачен или просвечивает. Черта белая. Твердость 3.5. Обладает некоторой пластичностью: от стальной иглы на поверхности спайности остается блестящий след. Но в целом хрупок. В иммерсии бесцветен, изотропен, $n = 1.840 \pm 0.003$. Перед паяльной трубкой не плавится, сильно светится белым. Смоченный в HCl , сильно окрашивает пламя в красный цвет (Ca). В воде заметно не изменяется в течение 10 мин. При более длительной выдержке в воде разлагается. В HCl растворяется быстро и спокойно, периклаз за это время заметно не растворяется. В закрытой трубке никаких налетов не выделяет. Рентгенограмма соответствует эталонной, $a_0 = 4.81 \text{ \AA}$.

Кристаллические агрегаты извести оказались неожиданно устойчивы к гидратации. Через 10 дней пребывания на открытом воздухе в лаборатории они не имели видимых изменений. Только на их поверхности образовалась легкая "припудренность" тонкодисперсного кальцита. Через 20 дней углы образцов стали легко крошиться. Объем тонкодисперсного кальцита значительно увеличился, но окрошившийся материал был почти не гидратирован (закрытая трубка), а неизменных зерен извести в нем было много. Только через 3 месяца образцы мраморовидной извести рассыпались в коричневатого-черноватый песок, материал которого был сильно гидратирован и карбонатизирован, но и тогда в нем находи-

лось много реликтовых зерен извести. Свежий образец извести, завернутый в сырую тряпку, через сутки превратился в рыхлый, сильно гидратированный материал с реликтами зерен извести. Во всех описанных случаях зерна периклаза сохранялись без видимых изменений. Продуктом гидратации извести является портландит $\text{Ca}(\text{OH})_2$. В старых забоях и осыпях терриконов известь в ядрах “орехов” не сохраняется, подвергаясь гидратации и карбонатизации под действием атмосферной влаги и углекислого газа.

II.11. Портландит — $\text{Ca}(\text{OH})_2$, триг. с. (Portlandite)

Широко распространен как продукт гидратации извести в ядрах “орехов”, образовавшихся при обжиге кусков окаменелого дерева в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987). Гидратация извести обычно происходит в отвалах, подвергнутых экскаваторной разработке, при которой обеспечивается

Таблица 14

Расчет рентгенограммы портландита
(проба 0107—48А)

I	d, Å	hkl
10	4.93	001
2	3.13	100
8	2.64	101
8	1.931	102
3	1.802	110
2	1.691	111
2	1.635	003
2	1.483	201
7	1.448	112; 103
3	1.226	004
1	1.211	113
4	1.142	211; 104
2	1.128	203
3	1.060	212
2	1.013	300
1	0.981	302; 213

Примечание. Условия съемки: камера РКД-57.3, FeK_{α} -излучение. Исправлено по отдельному снимку с эталонным германием. Аналитик А. Ф. Бушмакин.

доступ атмосферной влаги к безводным продуктам обжига. За счет зернистых агрегатов извести образуются рыхлые белые массы портландита. Процесс сопровождается значительным приращением объема, вследствие чего ангидритовая скорлупа “орехов” лопается с образованием полигонов наподобие полигонов на панцире черепахи. Шестиугольные бесцветные и голубоватые пластинки портландита встречаются среди продуктов изменения баженовита и ольдгамита в “черных желваках” из базальтоподобных пород отвала разреза “Коркинский” г. Коркино (см.: Ольдгамит). Рентгенограмму см. в табл. 14.

III. ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ АЛЮМИНИЯ

В описываемую группу включены корунд, диаспор, бемит, гиббсит, нордстрандит, шпинель, герцинит, ганит и хегбомит. Алюминийсодержащие минералы с подчиненными количествами алюминия находятся в группах оксидов хрома, магнезия и др.

III.1. Корунд — Al_2O_3 , триг. с. (Corundum)

Во все времена к корунду был повышенный интерес, т. к. кроме научного, он имеет и чисто утилитарное значение: и как абразивный материал, и как сырье для изготовления опорных элементов точной механики, и как геммологический материал (драгоценные рубин и сапфир, эффектные коллекционные образцы). Не исключение и уральский корунд. Поэтому целенаправленными поисками и изучением его занимались многие исследователи. При проведении геолого-минералогических работ, не связанных с корундом, в случае его нахождения, он, как правило, тоже отмечается.

По-видимому, первой опубликованной работой, где приводятся сведения о корунде на Урале, следует считать работу Соколова Д. И. (1824). В более раннем труде В. И. Геннина (1735) имеется указание на находки в окрестностях Екатеринбурга наждака, однако неясно, имелись ли ввиду породы корундсодержащие или иные (например, кварциты).

Со ссылкой на архив Екатеринбургской гранильной фабрики 1812 года А. Е. Ферсман (1920) пишет, что первый русский корунд был открыт мастеровым Плаховым в 1805—1806 гг. близ Мраморского завода по р. Болотовке, но это поздняя публикация. В работе Н. П. Барбот-де-Марни (1828) сообщается о находке корунда в Ильменских горах, "в 19-ти верстах от Миасского завода". Годом позже П. П. Аносов (1829) сообщает, что в 1823 году корунд был диагностирован К. Ф. Фуксом в валунах "барзовита" по р. Борзовке (Кыштымские дачи). Имеются сведения, что Кособродское (Каковинское) месторождение наждака было открыто до 1830 года. После этого последовали находки корундов в различных районах Урала, в том числе в Кочкарских россыпях и Мурзинском районе. Уже в начале 20-го столетия открыты Прииртяшские месторождения

наждака. Во второй половине 20-го столетия — красный корунд в массиве Рай-Из (Полярный Урал) и рубины в "мраморах" Кочкарского района.

К настоящему времени сведения об уральском корунде весьма обширны. Он установлен в самых различных типах пород и геологических комплексах практически по всему Уралу. Распространен в магматических породах и габброидах, в сиенит-пегматитах, десицированных пегматитах и слюдитах, высокотемпературных метасоматитах, в контактовых породах и вторичных кварцитах, метаморфитах (в том числе в метаморфизованных бокситах и "мраморах"), в кварцевых жилах, осадочных бокситах, россыпях и, как новообразование, в горелых отвалах.

В связи с широким распространением корунда на Урале, его классическое описание как минерального вида (плотность, твердость, рентгеновские характеристики и пр.) не приводится. Особенности химического состава корунда из разных регионов описаны в таблице 15. На рисунках 7—9 приведены наиболее распространенные формы кристаллов и закономерных сростков.

Корунды различных регионов Урала изучены весьма неравномерно. В одних регионах они изучались длительное время и сведения по ним детальны (например, корунды из Ильмено-Вишневогорской щелочной провинции). Для других регионов и объектов они охарактеризованы менее детально, на уровне диагностики, или просто упомянуты в соответствующих работах.

По-видимому, наиболее изученными являются корунды Ильменских гор (особенно сиенитов и сиенит-пегматитов). Детально изучены корунды из "мраморов" Кочкарского района (Кисин, 1991). Подробные сведения об ильменских и кочкарских корундах ниже приводятся отдельно. Достаточно подробно описаны корунды массива Рай-Из.

Корунды различных типов пород и комплексов Урала

В перидотитах и дунитах А. Н. Заварицкий (1955) отмечает мелкие выделения корунда в ассоциации с магнетитом, хромитом, пикотитом, плеонастом, перовскитом, титанитом и пиропом. И хотя более поздними работами эти находки не подтверждены, тем не менее указание имеется.

В габброидах Кусинской расслоенной интрузии описаны корундовые амфиболиты, располагающиеся в виде линзы на вы-

Химический состав уральских корундов, мас. %

Компонент	Из сиенит-пегматитов			
	1	2	3	4
SiO ₂	0.20	0.30	0.42	0.32
TiO ₂	0.06	0.057	0.06	0.23
Al ₂ O ₃	97.50	97.52	98.04	97.96
Cr ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	0.67	0.62	0.58	0.14
FeO	—	Не обн.	—	Следы
MnO	0.008	0.006	0.007	0.03
NiO	—	—	—	—
MgO	0.22	0.16	0.13	0.46
CaO	0.60	0.54	0.18	0.73
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
K ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
V ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	0.50	0.50	0.44	—
H ₂ O	0.24	0.30	0.12	—
Сумма	100.00	100.00	99.98	99.87
Плотность, г/см ³	4.07	3.98	3.94	—
SiO ₂	—	0.16	—	0.20
TiO ₂	0.56	0.17	0.39	0.32
Al ₂ O ₃	98.57	97.72	92.04	98.84
Cr ₂ O ₃	0.66	Следы	3.72	Следы
Fe ₂ O ₃	0.21	Следы	2.86	0.14
FeO	—	0.12	—	0.06
MnO	—	Следы	—	Следы
NiO	—	0.06	—	—
MgO	Не обн.	0.86	—	0.04
CaO	—	0.84	0.93	0.34
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	Следы	0.06	Не обн.
П.п.п.	—	—	—	—
H ₂ O	—	—	—	—
Сумма	100.00	99.93	100.00	99.94
Плотность, г/см ³	—	—	4.003	—

Примечание. 1—3 — из пегматитов Ильменских гор. Аналитик Т. А. Мазур. Цвет: 1 — голубовато-синий; 2 — темно-серый, почти черный, район оз. Маз. Ишкуль; 3 — серый, Третья речка; 4 — из пегматитов Виллиевых гор (Гаврусевич, 1941); 5 — из плагиоклазитов р. Борзовки (Белянкин и др., 1941); 6 — из плагиоклазитов окрестностей Касей (Гаврусевич, 1941); 7 — из слюдитов Рай-Из (Сорокин, Первозинов, 1973); 8 — темно-синий из крупнозернистых перекристаллизованных жил в наждаках Кызыл-Ташского месторождения (Гаврусевич, 1941).

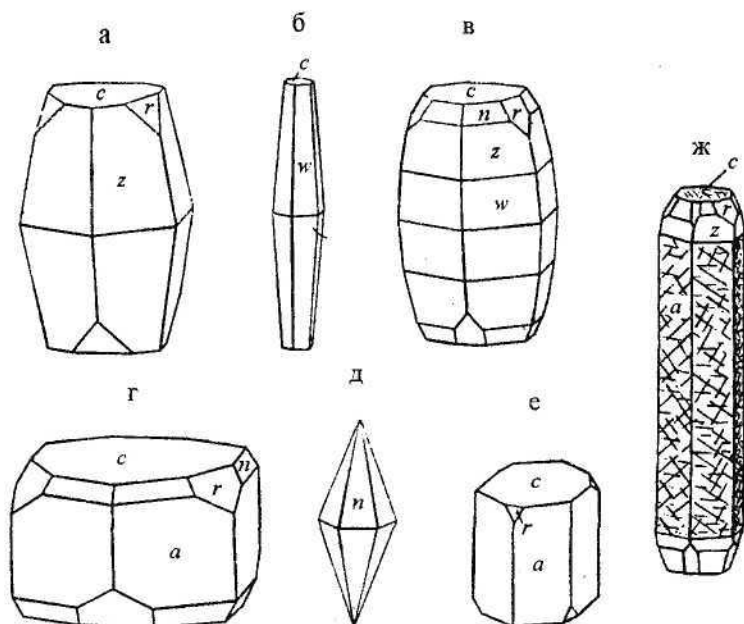


Рис. 7. Кристаллы корунда из Ильменских гор.

а—г — по Н. И. Кокшарову (1852—1855); д, е — по Т. А. Мазур и Л. Э. Ротман (1949); ж — по В. А. Попову и В. И. Поповой (1975). Формы $\{11\bar{2}0\}$, $c\{0001\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $n\{22\bar{4}3\}$, $z\{22\bar{4}1\}$, $w\{11\bar{2}1\}$.

клинивании титаномагнетитового пласта (Фоминых, Андреев, 1970). Боченковидные кристаллы до 2 x 3 см наблюдались в ассоциации с гранатом, роговой обманкой, хлоритом и маргаритом. Корунд белый, зеленоватый, с небольшими синими участками. Генезис его не установлен. Акцессорный корунд указывался в габброидах Базарбайского массива Оренбургской области (Фоминых, Андреев, 1970). Отмечался в прожилках из магнетитовых ортопироксенитов Тараташского блока вместе с рутилом (Панков, 1984).

Среди метагипербазитов корунд установлен в Булдымском массиве на северной оконечности Вишневых гор (Попов и др., 1984) в виде кристаллов размером до нескольких сантиметров толстотаблитчатого и близкого к изометричному габитуса, а также в южной части Ильменских гор в керне скважины на глубине около 300 метров (см. ниже).

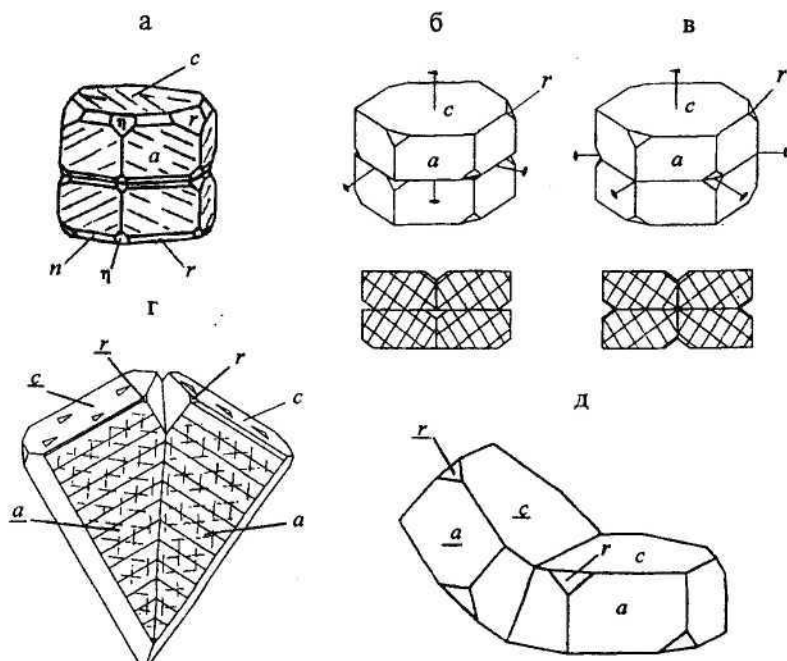


Рис. 8. Закономерные сростки кристаллов корунда из Ильменских гор. а — двойник по $\{0001\}$ из "очковых" корундовых сиенитов (Понов, Попова, 1975); б, в — схемы строения: б — параллельного сростка по $\{0001\}$, в — двойника по $\{0001\}$. Под схемами расположены соответствующие развертки смежных граней $\{11\bar{2}0\}$, на которых показаны следы отдельности по $\{10\bar{1}1\}$, и их взаимное положение в разных субиндивидах (Никандров, 1997); г — двойник по $\{10\bar{1}1\}$ (Никандров, 1997); д — двойник по $\{11\bar{2}1\}$ (Никандров, 1997)

В гранитах Приполярного Урала корунд отмечается в единичных зернах бесцветного или бледно-голубого цвета (Фишман и др., 1968).

Широко развит корунд в щелочных породах Ильмено-Вишневогорского комплекса (см. ниже). И если в миаскитах и миаскит-пегматитах его находки относительно редки, то в сиенитах и сиенит-пегматитах он является обычным минералом.

В различных регионах Урала корунд приурочен к десилицированным гранитным пегматитам, плагиоклазитам, габбро-пегматитам и слюдитовым зонам, залегающим в ультрамафитах. Они развиты в Ильмено-Вишневогорском, Сысертском и Мурзинско-Адуйском антиклинариях и в массиве Рай-Из.

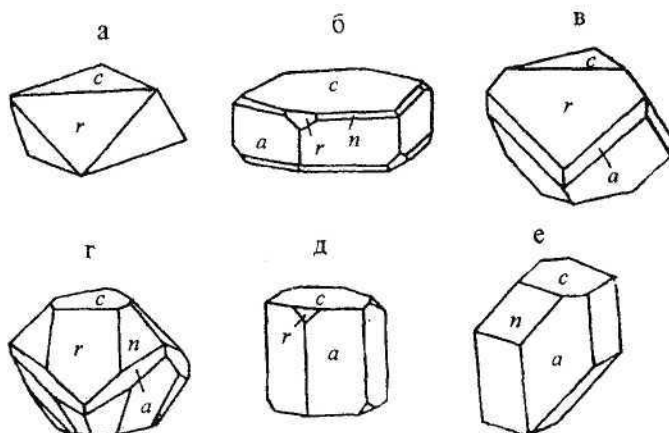


Рис. 9. Кристаллы рубина из кочкарского метаморфического комплекса (Кисин, 1991).

а—г — первый тип; д, е — второй тип. Формы те же, что и на рис. 7

В слюдитовых оторочках вокруг жил гранитных пегматитов в метаморфизованных гарцбургитах Сысертского метаморфического комплекса описаны зональные пластинчатые голубовато-серые кристаллы корунда, достигающие 10 см в поперечнике (Аршинов и др., 1937; Соловьев, 1955).

В плагиоклазитах Борзовской группы (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931; Шабынин, 1954; Колесник, 1976) наблюдаются постепенные переходы аплитов в плагиоаплиты, плагиоклазиты и корундовые плагиоклазиты, залегающие в серпентинизированных ультрамафитах и имеющие на контакте с ними реакционные оторочки, сложенные флогопитом, актинолитом, хлоритом и тальком. Мощность жил до 1 м, длина до 85 м и протяжение на глубину до 30 м. Наряду с обычными выделяются “плюмажит-пегматиты” с крупными зернами корунда. Содержание корунда доходит до 60 % параллельно увеличению основности плагиоклаза от An_{15} до An_{100} . Размер зерен корунда в мелкозернистых кыштымитах до 0.5—1.0 мм, в пегматоидных — до 5 см. Преобладают веретенообразные, игольчатые и столбчатые кристаллы с бипирамидальными, реже призматическими гранями, простые и сложные двойники. Корунд бесцветный, серый, светло- и темно-серый, голубой или темно-синий. Преобладают серые тона. Характерна неоднородность окраски — пятнистая, зо-

нальная или звездчато-лучистая. Коричневая окраска присуща корундам из марундитов. Часты газово-жидкие микровключения (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931), в которых установлено до 75 мас. % CO_2 и 25—100 % азота.

Ю. Н. Колесником и Э. С. Гулецкой (1968) проанализирован зональный кристалл корунда размером 5 см из вермикулитовой породы в поле антофиллитовых сланцев с указанием на Сысерть, а в другой работе (Колесник, 1976) — на Борзовское месторождение, и установлено, что в зонах с рубиновой, сапфировой и бесцветной окраской содержание Fe_2O_3 и Cr_2O_3 соответственно, мас. %: не опр. и 0.17; 0.64 и 0.02; 1.59 и 0.02 при $a_0 = 4.7503, 4.7553$ и $4.7562 \text{ \AA}$ и плотности 3.98; 3.95 и 3.96 г/см^3 . Серый корунд Борзовского месторождения содержит 0.63 мас. % Fe_2O_3 , следы Cr_2O_3 , имеет $a_0 = 4.7531 \text{ \AA}$ и плотность 3.93 г/см^3 (Колесник, Гулецкая, 1968). В разрезе 58 среди ультрамафитов наблюдалась полторасантиметровая корундовая жилка, окруженная зоной мономинеральной антофиллитовой породы мощностью до 3 см. В марундитах корунд-плагиоклазовая масса замещена частично или полностью маргаритом и мусковитом. В Борзовских месторождениях, кроме описанных, корунд встречается в корунд-шпинелевых тонкозернистых наждаках с магнетитом, темной слюдой и хлоритом, приуроченных к реакционным слюдяным зонам вокруг даек плагиоклазитов в серпентинитах (Шабынин, 1954). По Ю. Н. Колеснику (1976), эти шпинель-корундовые породы образовались при разложении шпинели на корунд и магнетит, причем наблюдаются переходные стадии этого процесса, а в магнетите, замещающем зерна шпинели, находятся включения мелких зерен корунда. По Л. И. Шабынину (1954), кыштымнты — результат десиликации гранитных расплавов в среде ультрамафитов с образованием основного плагиоклаза и корунда вследствие потери кремнезема, выноса щелочей и обогащения глиноземом, кальцием и магнием. Согласно Ю. Н. Колеснику (1976), корундовые плагиоклазиты представляют собой одну из метасоматических апогаббровых зон, развивающихся на контакте с ультрамафитами. Как и на Борзовском месторождении, на Санарском, изученном В. В. Беловым, корунд в ассоциации с кианитом, плагиоклазом, биотитом и шпинелью представлен хромистой разновидностью (Колесник, Гулецкая, 1968).

В северной части Ильменских гор также установлены корундовые плагиоклазиты, подобные борзовским (см. ниже).

Аналогичные породы отмечались у оз. Ергалы и у д. Бызов. По В. С. Коптеву-Дворникову (1927), Бызовское месторождение представляет ксенолит амфиболовых пород в поле биотитовых гранитов, обильно инъецированных пегматитами. Плагноклаз-корундовая порода образует вертикальную жилу мощностью до 1 м. Корунд красного цвета в виде вытянутых боченковидных кристаллов до 1.5 см длиной, реже в виде сростков. Кристаллы, по П. В. Еремееву (1896), боченковидные с гексагональными дипирамидами {1121} и {2241} и базопинакоидом {0001}.

В массиве Рай-Из в аналогичной ситуации развит корунд с самым высоким содержанием Cr_2O_3 из известных в природе (хромовый корунд), приуроченный к жильным слюдитовым комплексам, секущим гарцбургиты (Сорокин, Перевозчиков, 1973). Он имеет интенсивный карминово-красный цвет, иногда его называют рубином. Жильные слюдиты часто содержат олигоклазовое ядро, окруженное зоной биотитового слюдита с вкрапленностью корунда, хромита и актинолит-талевой оторочкой. Таблитчатые кристаллы корунда имеют размер до 30 см в поперечнике, обычно — несколько сантиметров. На кристаллах присутствуют грани форм {0001}, {1120}, {1011}, {2243}, {2241}, {3361}. Нередки полисинтетические двойники. Мелкие кристаллы и осколки прозрачны. Авторами приводятся кривые спектрального поглощения, рентгенограмма и параметры ячейки: $a_0 = 4.77$; $c_0 = 13.01$ Е. В химическом составе присутствует до 3.7 мас. % Cr_2O_3 . Согласно С. В. Щербаковой, “плагноклаз-рубиновый” тип минерализации здесь развит по габбро-пегматитам.

В работе (Сорокин, Перевозчиков, 1973) для корундов массива Рай-Из указывается: “Встречаются разности с хорошо развитым астеризмом на плоскости отдельности по {0001}”. По-видимому, это недоразумение, т. к. астеризм никак не может быть развит “на плоскости отдельности по {0001}”. Астеризм — это сложный оптический эффект, возникающий в результате взаимодействия нескольких физических явлений: *преломления* на криволинейной поверхности при входе параллельного пучка света в препарат-кабошон (наилучший эффект получается на сферической, но может быть эллипсоидальной и др.), *дифракции* на ориентированных микровключениях (для ее описания применяют математический аппарат дифракции Фраунгофера) и *отражения* от микровключений с повторным *преломлением* на той же криволинейной поверхности при выходе пучка света из препарата (кабошона). В случае же корундов массива Рай-Из за ас-

теризм, вероятно, были приняты полосы деформации, которые действительно проявляются на плоскостях отдельности по {0001}. Они развиты не только в корундах Рай-Из, но и широко распространены в ильменских корундах. Как правило, таких полос — три, они ориентированы под углом 60° друг относительно друга на базальной плоскости и пересекаются примерно в центре кристалла, образуя фигуру (но не оптическую, а морфологическую), напоминающую звезду. В принципе, это явление можно называть "псевдоастеризмом" или "ложным астеризмом". Настоящий же астеризм в корундах был открыт, причем впервые для России, в ильменских корундах в начале 90-х годов 20-го столетия (Никандров, 1995).

По-видимому, близки к описанным слабо изученные, похожие на наждаки корундовые породы, отмеченные в тальк-хлоритовых породах среди серпентинитов близ д. Медведевой Салдинского метаморфического комплекса и у д. Фирсовой, близ Липовки, где указывалась жила "синего полосатого корунда" среди хлорит-тремолитовых пород (Ферсман, 1920).

На контакте доломитовых кальцифиров с ультрамафитами в районе Мулина лога (северная часть Ильменских гор) В. И. Петровым установлена необычная корунд-турмалин-силлиманитовая порода с рутилом (см. ниже).

Нижнеисетское месторождение в 269 квартале (Клер, 19176; Кравченко, 1937) представляет собой линзу размером 4 x 0.7 x 5 м, которая залегает в антигоритовых серпентинитах близ контакта с амфиболитами и окружена серицитовыми и турмалин-серицитовыми породами. Корунд массивный, мелкозернистый, сапфирово-голубой. По Г. Т. Кравченко (1937), он образовался в результате далеко зашедшей десицификации гранитных апофиз.

Корунд встречен в роговиках, кристаллических сланцах, амфиболитах и в метаморфизованных месторождениях бокситов — наждаках.

По К. Н. Озерову (1932), корунд с андалузитом обнаружен А. Н. Заварицким в контактовых туфах Магнитогорского месторождения на горе Ай-Дарлы в андалузитсодержащих слюдяных прослоях в рудной толще. Как продукт разложения силлиманита указывается в роговиках близ габбро-диабазовой дайки в западной Башкирии (Морозов, Постников, 1962).

В кристаллических сланцах корунд обнаружен К. И. Поспеловым в северной части Ильменских гор и Г. Г. Доминиковским в 1959 г. в средней части; (Доминиковский, 1968) (см. ниже).

Найден также корунд в амфиболитах вблизи их контакта с гипербазитами — на территории Ильменского заповедника (см. ниже).

В метаморфизованных месторождениях бокситов — наждаках, развитых в зоне длиной до 90 км вдоль западного края Сысертского гранито-гнейсового комплекса и восточного края Вишневогорского, корунд является порообразующим минералом. Наждаки слагают пластинообразные тела мощностью до 2.5 м (Каковинское, Полдневское), гнезда или линзы размерами до 25 x 60 м (месторождения Прииртяшской группы, Кызылташское), часто с асимметричной зональностью, с переходами от хлоритоидных наждаков в основании до хлоритоидных и пиритовых в верхней части и фациально сменяющихся по простираанию хлоритоидными породами. По периферии этих тел залегают зоны маргаритизации и ореолы кремнистых и серицитовых "мраморов". По данным М. О. Клера (1917а), К. Фидлера (Fidler, 1832), К. Н. Озерова (1933) и О. К. Иванова, корунд находится в нескольких генетических типах ассоциаций. В первичных наждаках, преимущественно хлоритоидных и пирит-хлоритоидных, корунд содержится в количестве от нескольких процентов до 5—10, реже до 60—70 %. Часто наблюдается постепенное уменьшение его содержания от центральных частей тел к периферии (Теченское месторождение). Корунд развит в виде зерен от 0.1 до 0.5 мм густо-синего, серого цвета и бесцветных. Нередки включения рутила. Часто он замещается диаспором и маргаритом. В корунд-маргаритовой породе Теченского месторождения порфиробласты синего корунда достигают 5 мм. Вблизи рудных тел в мраморах иногда наблюдается вкрапленность синего или голубого корунда. В элювии Кызылташского месторождения в глыбах до 0.5 м встречен "сапфир", содержащий до 90—95 % корунда синего цвета и состоящий из крупных до 3 см призматических кристаллов синего корунда, частично замещенных диаспором (Озеров, 1933).

В ряде месторождений, особенно Прииртяшских, в "мраморах" и наждаках широко развиты жилы до 10 см мощностью, сложенные грубозернистым агрегатом корунда, частично замещающегося диаспором, в ассоциации с хлоритоидом и кальцитом. Корунд синего или голубого цвета, пятнистый, в призматических индивидах до 10 см. Эти жилы, вероятно, относятся к альпийскому типу. В краевых частях сульфидных прожилков наблюдались крупные удлиненные дипирамидальные кристаллы

синего корунда. Генезис корунда обусловлен метаморфизмом девонских месторождений бокситов, воздействием на них флюидов, связанных с гранитоидами (слюды, турмалин, кварц) и формированием жил альпийского типа (корунд-хлоритоидных).

Корунд в "мраморах" представляет собой новый для Урала тип, впервые описанный А. Ю. Кисиным (1985). Установлен в "мраморах" Кочкарского района (см. ниже), Джабык-Карагая, Субутака, Липовки, Мурзинки и других, во всех случаях в периферической зоне крупных гранитных массивов Восточно-Уральского поднятия. Корунд образует редкую вкрапленность зерен до 3 мм, часто футляровидных, иногда в ассоциации со шпинелью, пиритом, апатитом. Иногда замещается шпинелью. Цвет красный и фиолетовый разных оттенков. По А. Ю. Кисину, корунд формировался в результате регионального метаморфизма, а корунд из минерализованных трещин — в пневматолито-гидротермальную стадию.

В гидротермально измененных вулканитах, генетически связанных с колчеданными месторождениями, корунд встречен В. П. Логиновым (1951) в корунд-андалузитовых породах Первого Кабанского месторождения в ассоциации с пиритом, рутилом и диаспором. Корундовая порода серая, тонкозернистая; содержание корунда до 60 % в округлых или пластинчатых зернах 0.01—0.05 мм, включенных в андалузит. Корунд содержит включения рутила. В метаморфизованных вмещающих породах Весеннего колчеданного месторождения в Мугуджарах найдена вкрапленность голубовато-синих зерен корунда размером до 5 мм среди флогопита (Исмагилов, Исмагилова, 1975). Корунд зонален и содержит включения пирита.

В кварцевых жилах Светлинского прииска корунд встречен Г. Н. Вертушковым (1948а) в виде столбчатого кристалла размером 3х1 мм внутри крупного кристалла андалузита. Отмечен Е. В. Бурлаковым в протолочках жильного кварца Полярно-уральских месторождений и в гнездах в виде зерен размером 0.1—0.2 мм и обломков прозрачных кристаллов пятнистой и зональной окраски — от рубиновой до сапфировой. Подтвержден рентгенометрически.

Описан корунд как новообразование в мезо- и кайнозойских гиббситовых бокситах Зауралья, где образует кристаллы до 0.5 мкм в трещинах усыхания или в центральной части бокситовых бобовин. В черных бобовинах Западно-Убоганского месторождения особо богат Fe и Ti, приближается по составу к хегбо-

миту. Корунд Краснооктябрьского месторождения содержит до 8.5 мас. % Fe_2O_3 и 5.5 TiO_2 (Бенеславский, 1963; Терентьева, 1949; Терентьева и др., 1961).

В нижнемеловых бокситах Тургайской и Уральской провинций корунд, по А. К. Гладковскому и А. К. Шаровсей (1955), приурочен к черным магнитным бобовинам. Е. Н. Куземкина (1962) установила корунд в бобовинах Ливановского и Краснооктябрьского месторождений Тургайской провинции. Установлен Е. С. Гуткиным (1978) в палеозойских шаровых бокситах Красной Шапочки в форме тонкодисперсных агрегатов, ассоциирующих с диаспором. Подтвержден рентгенометрически по линиям 2.56; 2.07; 1.378; 1.045 Å. По пересчетам химического состава корунд-диаспоровой фракции содержание корунда составляет 15—18 %.

Корунд — обычный минерал россыпей. В делювиальных и элювиальных развалах отмечался вблизи месторождений плагиооклазов и наждаков (р. Борзовка, Мокрая Елань). Концентрируется при разрушении корундовых "мраморов" (Кочкарский район. Бакакинские россыпи, р. Положиха, мезокайнозойские депрессии).

Как новообразование описан корунд С. В. Ефремовым в горелых породах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987) в виде пластинчатых кристаллов, образующих плоские розетки менее 1 мм в поперечнике на стенках газовых пузырей в переплавленной породе вместе с кристаллами анортита, муллита, гематита, топаза, варвикита. Цвет кристаллов розовато-коричневый, блеск на гранях {0001} перламутровый, твердость 9. Дебаеграмма соответствует таковой корунда.

Корунды Ильменских гор

Предположение о наличии корунда в Ильменских горах высказал И. Н. Менге еще в 1826 г. Оно вскоре было подтверждено работами Н. П. Барбот-де-Марни (1828), сообщившего о находке корунда в Ильменских горах. И. Р. Лисенко (1834) пишет о кристаллах ильменского корунда, упоминая о "сапфирах", не уступающим восточным. Здесь же он сообщает об открытии П. И. Карповым двух "огромных" месторождений корунда близ д. Селянкиной в жильном "граните". Подробно и полно описывает корунд Ильменских гор Н. И. Кокшаров (1852—1855), основной упор он делает на описание его физических свойств и кристаллографию, впервые отмечает зональность

корунда. Кристаллы и сростки изучал П. В. Еремеев (1879в, 1881а, 1896). Сведения о корундах и корундовых месторождениях Ильменских гор имеются в работах И. В. Мушкетова (1877), М. П. Мельникова (1882), А. П. Карпинского (1898), П. П. Сушинского (1900), Д. С. Белянкина (1915), А. Н. Заварицкого (1917), М. П. Русакова (1927) и других. Сводной работой по корундам Ильмен является статья Т. А. Мазур и Л. Э. Ротман "Корунд" в капитальной книге "Минералы Ильменского заповедника" (1949), отражающая изученность ильменского корунда на середину 20-го столетия. Особо в этой статье отмечается работа М. П. Русакова (1927), в которой приведены результаты геологоразведочных работ на корунд в Ильменских горах и дано наиболее полное описание его месторождений.

Во второй половине 20-го столетия изучение ильменского корунда продолжается, о чем свидетельствуют многочисленные статьи, появившиеся в этот период. Из них сводной можно считать работу В. О. Полякова с соавторами (1991), в которой обобщены сведения по ильменскому корунду, в том числе последнего периода, и выделено 11 минеральных ассоциаций, содержащих корунд. Ниже приводится характеристика корундов и корундсодержащих минеральных ассоциаций Ильменских гор (Поляков и др., 1991). Но предварительно необходимо сделать несколько замечаний.

В качестве самостоятельных В. О. Поляковым с соавторами (1991) выделены ассоциации: корундовые сиенит-пегматиты (№ 1), миаскитовые пегматиты с корундом (№ 2), корундовые сиениты (№ 5), корундовые миаскиты (№ 6). Есть основания полагать, что пары ассоциаций №№ 1 и 5, а также №№ 2 и 6 отражают разные фации одних и тех же процессов (соответственно фаций заполнения и фаций замещения). А между собой сиенитовые и миаскитовые разности соотносятся как разные фазы или этапы одного и того же щелочного процесса. Это же отмечено В. О. Поляковым с соавторами: "По-видимому, наиболее близкими генетическими к корундовым сиенит-пегматитам образованиями являются корундсодержащие миаскитовые пегматиты" (1991).

Под № 3 в (Поляков и др., 1991) выделена ассоциация "цеолитовые пегматиты", содержащая крупные кристаллы корунда. Эта ассоциация выделяется впервые именно в этой работе. Представляется, что к ее выделению был применен формаль-

ный подход. Действительно, в копи № 295 вскрыта пегматитовая жила с высоким, порообразующим, содержанием цеолитов. Но известно, что в щелочном комплексе Ильменских-Вишневых гор, в одну из поздних стадий становления, развивается цеолитовая минерализация, включающая анальцит, натролит, мусковит; в меньшем количестве кальцит, пирит и другие минералы. Эта минерализация развивается преимущественно по сиенитовым и миаскитовым разностям. По-видимому, именно такая ситуация сложилась в жиле копи № 295. Т. е. это жила корундсодержащего сиенит- или миаскит-пегматита, но интенсивно цеолитизированная, корунд же при этом не претерпел изменений, либо они незначительны.

Минеральные ассоциации, содержащие корунд (В. О. Поляков с и др., 1991), следующие:

1. Корундовые сиенит-пегматиты. Эти пегматиты широко развиты в северной и центральной частях Ильменских гор и среди корундсодержащих образований Ильмен являются наиболее изученными. Корунд в них образует кристаллы размером до 30 см (Мазур, Ротман, 1949). Габитус кристаллов: таблитчатый, толстотаблитчатый до изометричного — в жилах западного склона центральной части Ильмен (характерный пример — жила копи № 298); столбчатый, короткостолбчатый до изометричного — в северной части (копи Ишкульского хребта); столбчатый до длиннопризматического — в центральной части, но на восточном склоне Ильмен (копи № 329 близ оз. Б. Таткуль); близок к изометричному — в копиях южной части. Как правило, образует кристаллы разной степени совершенства — от кристаллов с хорошо очерченными блестящими гранями, до грубоскульптуризованных с буграми роста и комбинационными формами. Обычно кристаллы идиоморфны с небольшими участками ксеноморфных поверхностей или компромисных (индукционные грани). Но в некоторых жилах (например, в копи № 355) кристаллы почти целиком ксеноморфны и только небольшая часть поверхности имеет собственное огранение. Индукционные поверхности отмечены с полевыми шпатами, самарскитом, монацитом, колумбитом (Жданов и др., 1978, Попова и др., 1982). В огранении наиболее простых кристаллов участвуют: призмы $a\{1120\}$, пинакоид $c\{0001\}$ и ромбоэдр $r\{10111\}$. В более богатых гранями установлены дипирамиды $p\{2243\}$, $z\{2241\}$, $\omega\{14.14.28.3\}$ и некоторые другие, более редкие, формы (рис. 7). В некоторых корундах отмечается расщепление с формированием “роз” по типу гематитовых (Вертушков, 1976).

В корундах большинства жил отмечены полисинтетические двойники по $g\{1011\}$, которые, как показано рядом исследований, имеют деформационное происхождение (Никандров, 1997). Двойники срастания по $g\{1011\}$ найдены Ю. С. Кобышевым в жиле копи № 329 (Никандров, 1997), имеют характерный вид треугольных пластин и известны в литературе под названием “трансваальских” (рис. 8г). Двойники по $w\{1121\}$ установлены впервые в образцах из копи № 298 (Никандров, 1997), плоскостью срастания в них является грань w (рис. 8д). В корундах копи № 361 установлены два вида закономерных сростков: параллельные сростки по (0001) и двойники по (0001) . Морфологически они очень сходны и отличаются по соотношениям тонких элементов морфологии (Никандров, 1997) (рис. 8а—в).

Цвет, как правило, синий, различной интенсивности, до бледно-голубого и почти бесцветного. Нередки корунды серые, темно-серые до почти черных, встречаются буроватые. Часты зональность, например — серое ядро и синие или голубые внешние зоны, и секториальность. Серые корунды на базальных плоскостях имеют стально-серый или бронзово-желтый отлив. В некоторых корундах отмечается ярко выраженный дихроизм, заключающийся в смене цвета от синего до зеленого. Изучением окраски корунда занимались А. Н. Платонов и др. (1981). Установлено, что идиоохроматическая окраска ярко-синего, голубого, зеленовато-голубого, желтого и бледно-желтого корундов обусловлена наличием центров двухвалентного железа, а также четырехвалентного титана.

Температуры гомогенизации трехфазных включений в ильменском корунде от 510—530 до 570—640 °С (Стогний, Шугурова, 1981). Химический состав ильменского корунда (см. табл. 15) определялся неоднократно; четко выраженных признаков различия корундов из разных мест при этом не выявлено. Отметим, что методом РФА в корундах Ильменских гор установлен галлий содержанием до 0.017 масс. %.

В корундах со стально-серым или “бронзовым” отливом установлен астеризм. Он, как и отлив, обусловлен наличием в корунде резко удлиненных закономерно ориентированных микровключений (Никандров, 1995). По одним данным, эти микровключения относятся к ильмениту и являются продуктом распада титан-железосодержащего корунда (Хисина и др., 1990). Другие данные дают основания полагать, что они, или часть их, являются гематитом (Никандров, 1995). Астеризм ильменского корунда

по яркости эффекта не уступает таковому из корундов известных месторождений Таиланда и Шри-Ланки. Всего в ильменском корунде установлено три типа астеризма: первый — шестилучевая звезда; второй — двенадцатилучевая звезда (может рассматриваться как две шестилучевых звезды с совмещенным центром, но повернутые друг относительно друга на 30°); третий — две шестилучевых звезды, они параллельны друг другу, но центры их разнесены вдоль одного, общего, луча (Никандров, 1995).

2. Миаскитовые пегматиты с корундом. Известны две жилы пегматитов этого типа (копи №№ 210 и 297), где большая часть корунда встречена в полевошпатовых оторочках миаскитового пегматита, но вместе с тем корунд находится и непосредственно в нефелине, с которым имеет индукционные поверхности совместного одновременного роста (Попова и др., 1982). Корунд в нефелине не отличается от корунда полевошпатовых оторочек и корунда сиенит-пегматитов.

3. "Цеолитовые" пегматиты. К типу сиенитовых или миаскитовых, по-видимому, должна быть отнесена и единственная пока жила "цеолитового" пегматита с корундом, обнаруженная в северной части Ильменских гор (копь 295) (Поляков, Белогуб, 1988). Корунд здесь чаще всего находится в биотите, образующем практически мономинеральную породу, реже — в полевошпате и цеолитах. Кристаллы корунда достигают 15 см, имеют бочонковидный облик и часто секториальное строение (цвета секторов: голубой, зеленый, бурый). С периферии корунд часто окружен герцинитом.

4. Гранитные пегматиты. Жила гранитного пегматита с корундом пока также известна в единственном числе. Она залегает в метагипербазитах Савелькульского массива (копь 391). Строение жилы зональное: краевые части сложены среднезернистым гранитом, который к центру сменяется мелкографическим двуполевошпатовым пегматитом, далее располагается блоковый пегматит с крупными пачками мусковита, вдающимися в кварцевое ядро. Большая часть корунда находится в мусковите в виде столбчатых кристаллов размером до 1 см. Кристаллы зональны: ядро темно-синее, периферия бесцветна. Между мусковитом и корундом имеется полевошпатовая кайма.

5. Корундовые сиениты. В Ильменских горах (из окрестностей д. Селянкино) впервые описаны А. И. Морозевичем в 1897 г. (Доминиковский, 1968), состоят из микроклин-пертита, слюды, очень редких зерен кварца и кристаллов корунда до 1 см. В по-

следующие годы корундовые сиениты, в том числе и с гранатом, согласно залегающие с метаморфическими породами древних толщ, описывались многими исследователями (Баженов и др., 1979; Левин и др., 1975; Попов, Попова, 1975). В "очковых" корундовых сиенитах корунд голубого и бледно-зеленого цвета в виде столбчатых, реже изометричных, кристаллов размером до нескольких сантиметров, находится внутри полевошпатовых "очков" (копь № 300). Кристаллы имеют огранку с преимущественным развитием призмы $a\{1120\}$, пинакоида $c\{0001\}$, дипирамид $n\{2243\}$, $z\{2241\}$ и ромбоэдров $r\{10\bar{1}1\}$ и $\eta\{0111\}$ (рис. 7). Реже встречается ромбоэдр $\gamma\{1015\}$ и дипирамиды $v\{8.8.16.3\}$ и $\omega\{14.14.28.3\}$. Описаны двойники срастания по $\{0001\}$ (Попов, Попова, 1975) (рис. 8а).

6. Корундовые миаскиты. Установлены сравнительно недавно в северной части Ильменских гор (на границе заповедника). В отдельных образцах нефелин образует "очки" вокруг кристаллов корунда, подобные "очкам" плагиоклаза в корундовых сиенитах. Кристаллы корунда имеют размеры около 1 мм и темно-серый, почти черный цвет. Поверхность кристаллов кавернозная, что создает впечатление развития нефелина за счет корунда.

7. Кристаллические сланцы с корундом и гранатом. Установлены в северной и средней частях Ильменских гор. Состоят из большого количества среднего плагиоклаза, биотита, граната, 5—20 % кварца и корунда (до нескольких %). В северной части Ильменских гор в них присутствуют в незначительных количествах кианит, силлиманит, ставролит. Размеры зерен корунда 0.2—0.7 мм, кристаллы короткостолбчатые, цвет красновато-оранжевый (Доминиковский, 1968).

8. Амфиболиты. В гранат-биотитовых амфиболитах северного берега оз. Бол. Миассово, вблизи контакта их с гипербазитами, корунд в виде боченовидных кристаллов размером до 1.5 см красно-фиолетового цвета ассоциирует с гранатом и шпинелью (Поляков и др., 1991 со ссылкой на: Мушкетов, 1877; Попов и др., 1978). На южном берегу оз. Бол. Миассово, в районе горы Савелькуль, розовато-серые кристаллы корунда размером в несколько миллиметров образуют центральные части сложных зональных шпинель-плагиоклаз-амфиболовых овоидов в амфиболитах. Некрупные обломки (до 2 мм) розового корунда установлены в шлихах по западному контакту Няшевского гипербазитового массива (центральная часть заповедника) с амфиболитами.

9. Корундовые плагиоклазиты. Порода, состоящая из корунда в кристаллах размером до 2 см, анортита и шпинели в примерно равных количествах, обнаружена К. И. Постоевым в 1949 г. среди тремолитовых пород, залегающих в гранатowych амфиболитах на южном берегу оз. Таштыкуль (Поляков и др., 1991).

10. Метагипербазиты. Корунд среди метагипербазитов установлен в керне скважины (южная часть Ильменских гор) на глубине 300 м. Корунд в виде кристаллов, обычно окруженных шпинелевой каймой, находится в хлорит-флогопитовой породе с апатитом. Зональность кристаллов корунда выражается в смене центральной розово-фиолетовой зоны периферической бледно-розовой. Облик кристаллов близок к изометричному (Поляков и др., 1991).

11. Корунд-турмалин-силлиманитовые породы. Установлены на контакте доломитовых кальцифиров с гипербазитами в районе Мулина лога (северная часть Ильменских гор). Корунд здесь образует идиоморфные изометричные кристаллы грязно-розового цвета, размером до 1 см. Кристаллы огибаются сноповидными турмалин-силлиманитовыми агрегатами, насыщенными микровключениями рутила (Поляков и др., 1991).

В 1997 году корунд обнаружен в шлихах из коры выветривания мраморовидных пород копи № 287 (центральная часть заповедника). Корунд почти бесцветный ("лейкосапфир"), вместе с ним в шлихах присутствуют мелкие октаэдрические кристаллики розовой шпинели.

Из разновидностей корунда на Урале известны рубин, сапфир, лейкосапфир и алмазный шпат.

Рубин — хромовый корунд. Известны четыре генетических типа его месторождений в слюдитах, плагиоклазитах, "мраморах" и россыпях. Его разновидности найдены в 1855 г. в виде галек по р. Каменке (Кокшаров, 1851—1855), затем в россыпях у д. Бызовой, в слюдитах Рай-Иза (Сорокин, Перевозчиков, 1973) и в "мраморах" Кочкарского района (Кисин, 1985).

Розовые непрозрачные корунды в плагиоклазитах д. Бызовой, содержащие 0.66 мас. % Cr_2O_3 описаны выше.

В "мраморах" рубин установлен А. Ю. Кисиним в 1979 г. в Кучинском карьере и в 1983 г. вблизи д. Чукса и п. Светлый (Кисин, 1985). В 1988 г. рубины в "мраморах" выявлены у п. Нейво-Шайтанский и в Липовском карьере (Средний Урал).

В “мраморах” кочкарского метаморфического комплекса выделены три типа рубинов. Рубин первого типа приурочен преимущественно к Mg-кальцитовому “мрамору”, образует в нем рассеянную вкрапленность, небольшие гнезда и прерывистые цепочки. В пределах гнезда, цепочки или небольшого участка минерализации качество рубина относительно стабильно, а размеры кристаллов могут варьировать в значительных пределах, но с преобладанием или крупных, или мелких кристаллов. Рубины этого типа имеют характерную густую окраску. Цвет малиново-, карминово-красный, красно- и густо-фиолетовый. Кристаллы хорошо образованные, ромбоэдрического облика или таблитчатые до короткостолбчатых. Наиболее развиты формы $c\{0001\}$, $r\{1011\}$; меньше $n\{2243\}$ и $a\{1120\}$ (рис. 9а—г). Грани кристаллов в одних случаях имеют зеркально-гладкую поверхность, в других — матовую. Обычны трещины отдельности по $\{0001\}$ и $\{1011\}$.

Наблюдаются полисинтетические двойники деформации. Встречаются совершенно прозрачные камни. Размеры кристаллов обычно не превышают 3 мм и очень редко достигают 2 см. Иногда встречаются сростки кристаллов. Широко распространены скелетные футляровидные кристаллы.

Рубин второго типа приурочен к доломит-кальцитовому “мрамору”, образовавшемуся в результате магнезиального метасоматоза по Mg-кальцитовому “мрамору”. Он также образует рассеянную вкрапленность, гнезда и короткие прерывистые цепочки. Рубины этого типа характеризуются светлой окраской, высокой степенью прозрачности и меньшим размером кристаллов. Цвет розовый различной интенсивности. Кристаллы короткостолбчатые. Наиболее развиты формы $c\{0001\}$ и $a\{1120\}$, меньше $r\{1011\}$ и $n\{2243\}$ (рис. 9 д, е). Поверхность кристаллов округлая, как бы оплавленная. Иногда на ней наблюдаются плоские грани, реже ребра и еще реже — вершины. Часто отмечаются параллельные сростки кристаллов, включающие множество индивидов. Крайние в сростке кристаллы обычно окрашены светлее.

Рубин третьего типа представлен зернами неправильной формы с неравномерной пятнистой окраской от густо-малиновой до грязно-белой, иногда лиловой и грязно-синей. Почти непрозрачный. Трещины отдельности не характерны. Камни относительно крупные: 1—2 см — не редкость. Рубин наблюдается в минерализованных трещинах, расположенных чаще всего на

границах перемежающихся Mg-кальцитовых и двукарбонатных "мраморов".

Содержание Cr_2O_3 от рубинов первого типа к третьему снижается: 1 = 0.70—1.06; 2 = 0.76; 3 = 0.26—0.30. В зависимости от этого, по-видимому, варьируют и показатели преломления. У рубина первого типа $n_o = 1.767$, $n_e = 1.754$, двупреломление 0.013; второго типа $n_o = 1.767$, $n_e = 1.758$, двупреломление 0.009; третьего типа $n_o = 1.767$, $n_e = 1.760$, двупреломление 0.007.

Среди твердых включений в рубине первого типа установлен пирит, в редких случаях апатит, кальцит. В рубине третьего типа встречаются пирит и короткостолбчатый рутил. В рубинах обоих типов обычные газовые включения, расположенные в центральной части кристалла. В рубине третьего типа наблюдались пентагондодекаэдры пирита, черный короткостолбчатый или красный длиннопризматический рутил. Температура декрепитации рубина первого типа 440—460, второго 400--420, третьего 340—410 °C.

По своим качественным характеристикам рубины первых двух типов могут быть использованы в ювелирной промышленности. В районе п. Нейво-Шайтанский наблюдались рубины первого и второго типов, на Липовском карьере — второго и третьего, в шлихах с р. Вахта — всех трех типов.

В россыпях рубин отмечался в золотоносных россыпях Кочкарской системы (Барбот-де-Марни, 1855; Кокшаров, 1851—1855), в россыпях по рекам Алабашке, Сусанке, Кылче и Вахте (Южный Урал) (Кисин, 1989).

Сапфир — прозрачный голубой или синий корунд, отмечался П. П. Аносовым (1829) в Ильменских горах, Евреиновым (1830) в россыпях по р. Борзовке, затем (Сапфир..., 1858) в Корниловом логу, на реках Положихе и Шайтанке близ д. Мурзинки, в россыпях по р. Борзовке и в пегматитах горы Никольской, где обнаружен сапфир до 2.5 см в поперечнике (Николаев, 1912). Изредка в мурзинских россыпях попадались фиолетово-синие прозрачные разности (Вертушков, 1954).

Лейкосапфир отмечался в россыпях Мурзинского района (Вертушков, 1954) и в россыпях системы р. Каменки в Кочкарском районе (Ферсман, 1920).

Алмазный шпат. К нему относятся многие образцы синего корунда из россыпей по р. Борзовке (Кокшаров, 1853а), "рубинов" из слюдитов Рай-Иза (Сорокин, Перевозчиков, 1973) и из россыпей по р. Каменке Кочкарского района (Ферсман, 1920).

III.2. Диаспор — $\text{AlO}(\text{OH})$, ромб. с. (Diaspore)

Диаспор найден на Урале в начале XIX столетия и долгое время был известен под названием “железистого кианита”, или антофиллита. Впервые на него обратил внимание Лельевр в одной из парижских коллекций. Гаюи в 1801 г. диагностировал его как новый минерал и дал собственное название, а Вокелен, Чилдрен и Берцелиус исследовали минерал химически (Шуровский, 1841). А. Кеммерер (1828) первый предположил его происхождение из уральских месторождений, а Г. Розе (Rose, 1837) обнаружил у диаспора из коллекции Фелькнера привязку “Косой брод”. Г. Фидлер (Fidler, 1832), предпринявший специальные поиски, действительно обнаружил его на этом месторождении. Минерал встречается в ортомагматических титаномагнетитах, пегматитах, скарнах, корундовых плагиоклазитах, вторичных кварцитах, наждаках и особенно широко в палеозойских бокситах.

Диаспор установлен О. В. Карповой (1974) в сплошных титаномагнетитовых рудах Копанского массива при растворении их кислотами.

Образует мелкие бесцветные хрупкие пластинки с $n_g = 1.748$ и $n_p = 1.699$. Подтвержден рентгенограммой. Возможно, образовался при распаде титаномагнетита или при замещении шпинели из продуктов распада при постмагматических процессах.

Диаспор — нередкий минерал сиенитовых и нефелин-сиенитовых пегматитов Ильменогорско-Вишневогорской провинции, где образуется либо при замещении корунда, либо заполняет полости. В корунд-полевошпатовых пегматитах копи 17а Чайникова лога в Ильменских горах зеленовато-желтый, реже красноватый диаспор развивается по периферии кристаллов корунда (Русаков, 1927). В нефелиновых, гидротермально переработанных пегматитах Вишневых гор в шестоватом натролите наблюдались небольшие скопления и тонкие прожилки светло-зеленоватого пластинчатого и веерообразного диаспора с $n_g = 1.748$; $n_p = 1.703$ и $2V = 70—76^\circ$ (Бонштедт-Куплетская, 1947). Бесцветные кристаллы диаспора встречены Б. В. Чесноковым в полостях измененного пегматита Курочкина лога в Вишневых горах, где они нарастают на кристаллы анальцима.

Гидротермальный диаспор широко развит по корунду в кыштымитах Борзовского месторождения в таблитчатых кристаллах розового, зеленого и фиолетового цвета, в сплошных массах корундовой породы и в виде корок и спутанно-волоконистых агре-

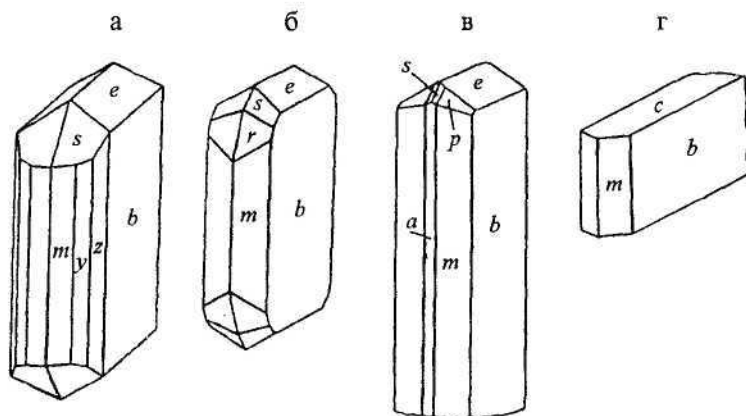


Рис. 10. Кристаллы диаспора:

а, б — из Косого брода (Кокшаров, 1856), в — из Каменского месторождения (Кравченко, 1937), г — из Винных гор (Чесноков, 1989). формы: а {010}, m{110}, y{120}, z{160}, s{111}, b{121}, r{512}, c{021}, e{001}

гатов (Белянкин, 1910; Николаев, 1912). Указывается в штуфах мрамора из Шишимских гор (Егоров, 1905). Гидротермальный диаспор описан из корундовых, тальк-магнезитовых пород, вторичных кварцитов, кварц-серицитовых пород и кальцитовых жил.

В корундовой породе бывшего Каменского месторождения близ Сысерти диаспор замещает корунд и отлагается в секущих трещинах с турмалином, корундофиллитом и рутилом (Кравченко, 1937). Диаспор образует розовые призматические и досчатые кристаллы до 3 см с гранями форм {111}, {212}, {133}, {011}, {100}, {210}, {010} (рис. 10); $n_g = 1.748$; $n_m = 1.720$; $n_p = 1.700$; плотность 3,4 г/см³. Указывается в тальк-магнезитовых породах Шабровского месторождения.

Диаспор в количестве до 50 мас. % наблюдался в идиоморфных кристаллах в кварц-серицитовых сланцах Старо-Левинского рудника, близ контакта с гранитами и близ Красногвардейского месторождения в пиррофиллитах и пиритизированных сланцах (Наковник, 1943).

Во вторичных кварцитах Кабанских колчеданных месторождений (Логоинов, 1951) диаспор находится в зернах до 0,5 мм с зуннитом в количестве до 60 об. % в виде удлиненных призм в пи-

рофиллитовом агрегате, в диаспор-пирофиллитовых жилках и в ассоциации с андалузитом. Встречены сферолиты белого диаспора до 1.5—0.3 см. Местами развиты диаспориты, содержащие 70—80 % диаспора. В метаморфизованных рудах Весеннего месторождения (Исмагилов, Исмагилова, 1976) в пиритизированных кварц-флогопит-кордиеритовых породах диаспор находится среди пирита.

В околорудных метасоматитах Гайского медно-цинково-колчеданного месторождения диаспор совместно с пирофиллитом составляет линзы мощностью 2—6 м длиной 10—20 м в Центральном карьере (Удачин, 1990). Обособления диаспора имеют изометричную форму, размер от 1 до 10 мм, распределены в породе равномерно. Минерал диагностирован оптическим, рентгенографическим и термическим методами. Обособления сложены призматическими зернами размером 0.02—0.1 мм по удлинению, которые замещаются розетковидными агрегатами пирофиллита и серицита. Подобная диаспоровая минерализация установлена на серноколчеданном месторождении Куль-Юрт-Тау (Синяковская, 1990). Диаспорсодержащие метасоматиты оценены на этом объекте как огнеупорное сырье.

В кальцитовых жилах среди серпентинитов и хромититов Сарановского рудника встречен дихроичный светло-фиолетовый хромсодержащий диаспор в пластинках размером до 1 см (Ферсман, 1920), содержащий до 4.4 мас. % Cr_2O_3 , (Иванов, 1997а).

В месторождениях наждака на Среднем Урале, где диаспор был открыт впервые, он наблюдается в трех-четырех типах ассоциаций. В первичных хлоритоидных и пиритовых наждаках практически отсутствует. В тонких магнетит-корундовых жилках в наждаках Прииртяшских месторождений диаспор замещает корунд (Озеров, 1933). В сапфиритах Кызылташского месторождения крупные пластинчатые кристаллы розового диаспора замещают корунд и заполняют пустотки. Однако наиболее широко диаспор развит в секущих наждаки крупнопластинчатых диаспоровых и диаспор-хлоритоидных жилах Мраморского, Кособродского и Полдневского месторождений. Индивиды диаспора до 5 см в поперечнике в невыветрелых разностях имеют розовый цвет, а в выветрелых — бурый и желтый разных оттенков. В пустотах развиты мелкие пластинчатые кристаллы. Приводятся четыре химических анализа мраморского диаспора (табл. 16). Р. Герман (Hermann, 1868) указывает здесь на присутствие железистого и фосфористого диаспора.

Таблица 16

Химический состав уральских диапсоров, мас. %

Компонент	Из гидротермальных жпл в наждаках				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	0.37	0.42	0.73	—	—
TiO ₂	—	Следы	0.47	—	—
Al ₂ O ₃	85.23	84.44	81.93	77.95	67.15
Fe ₂ O ₃	0.10	0.18	0.12	6.60	5.00
FeO	—	—	—	—	—
MgO	0.38	—	0.06	—	—
CaO	Не обн.	—	0.25	—	—
H ₂ O ⁺	14.36	14.99	16.38	15.00	15.00
П.п.п.	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	0.45	12.85
S	—	—	—	—	—
Сумма	100.44	100.03	99.94	100.00	100.00
Плотность, г/см ³	—	—	—	3.40	3.35

Компонент	Из бокситов						
	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	0.04	2.46	3.85	0.60	0.32	1.52	0.52
TiO ₂	0.3	1.95	0.68	2.78	2.50	1.45	2.63
Al ₂ O ₃	81.8	80.5	80.05	73.57	78.22	75.97	78.59
Fe ₂ O ₃	3.10	0.69	0.52	1.45	3.68	3.68	3.18
FeO	—	—	—	0.40	—	Не обн.	—
MgO	—	—	—	0.19	—	Не обн.	—
CaO	—	0.20	—	3.68	—	—	—
H ₂ O ⁺	15.20	14.2	14.93	—	—	—	—
П.п.п.	—	—	—	13.04	14.99	14.84	14.48
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—
S	—	—	—	0.03	0.03	0.01	0.04
Сумма	100.44	100.00	100.03	95.74	99.74	97.47	99.44

Примечание. 1 — из тальк-магнетитовых пород Шадринского рудника (Бородинская, 1931); 2 — из наждаков Косого Брода (Sachwiersch, 1933—1934); 3 — из жпл в наждаках, там же (Левандо, 1940); 4 — диапсор железистый желтый, Мраморское месторождение (Hermann, 1868); 5 — диапсор фосфористый серый, грубоизломатый, там же; 6 — из бокситов СУБРа (Бенцславский, 1963); 7 — из бокситов Куликовского месторождения, Южный Урал (Бенцславский, 1963); 8 — жильный диапсор из бокситов Лаксинского месторождения (Бенцславский, 1963); 9—12 — из бокситов СУБРа (Гуткин, 1978); 9 — желтовато-белый диапсор, 11—12 — диапсоровая фракция, обогащенная и концентрированная HCl.

Диаспор является пороодообразующим минералом палеозойских бокситов Ивдельской группы, Североуральского и Южноуральского бокситовых районов. Североуральские месторождения состоят из трех горизонтов: бокситовых брекчий, красных бокситов и надрудной пачки пиритизированных бокситов. Диаспор наиболее широко распространен в двух нижних горизонтах, сложенных оолитовыми, бобовыми, землистыми и плотными красными яшмовидными или светло-зелеными бокситами. В красных марких бокситах диаспор развит (до 60—70 %) в ассоциации с алюмогелем, гидрогетитом, гематитом, хлоритами, тогда как бобовины состоят из сложного геля с разным содержанием кристаллического диаспора. В цементе и зеленых обесцвеченных бокситах тонкочешуйчатый диаспор присутствует в индивидах до 15 мкм. Подтвержден рентгенометрически и оптически. Для диаспора Красной Шапочки: $n_g = 1.750$; $n_m = 1.722$; $n_p = 1.702$ (Рожкова, Соболева, 1938). Диаспор развит в виде отдельных призматических и пластинчатых кристаллов, микро- и мелкозернистых скоплений с размерами индивидов 0.04—0.1 мм. На Ивдельском месторождении красные бокситы дафнит-диаспорового состава сложены на 48 % из диаспора и на 37 — из дафнита, тогда как зеленые на 20.5 и 65 % соответственно. По С. И. Бенеславскому (1963), некоторые бокситы Ивдельской группы состоят из индивидуализированных столбчатых кристаллов диаспора до 1.0—1.5 мм. Сферолитоподобные агрегаты диаспора образуются во фрагментах известняка из бокситовой брекчии. Иногда наблюдаются тонкие сращения диаспора и каолинита. Изучен рентгенометрически (Огородников, Демчук, 1981).

Южноуральские рыхлые белые бокситы имеют диаспор-шамозитовый состав и сложены из коллоидального вещества с редкими пластинками диаспора и бобовин, образованных хлорит-диаспоровым материалом (Соболева, 1938). Преобладающие диаспоровые бокситы установлены на Серпеевском, Кукшинском и Вязовском месторождениях.

В бокситах Ивдельского месторождения Е. П. Молдаванцевым (1934) установлено широкое развитие кристаллического диаспора в жилках диаспор-дафнитового состава (иногда вместе с гематитом и кальцитом); жилы рассматривались как гидротермальные, связанные с диабазами, или как альпийские. В месторождениях СУБРа диаспор образует скопления кристаллов близ жеод кальцита, каемки вокруг индивидов пирита и вкраплен-

ность в бемит-алюмогелевой массе. С. И. Бенеславским (1963) приводятся три анализа породообразующего диаспора (см. табл. 16). В выветрелых бокситах СУБРа диаспор ассоциирует с гиббситом.

На Урале описаны три разновидности диаспора.

Диаспор железистый с 6.6 мас. % Fe_2O_3 установлен Р. Германом (Herzmann, 1868) в форме бурого крупнопластинчатого агрегата из Мраморского завода, по-видимому, из секущих жил в наждаках. Состав его, мас. %: Al_2O_3 77.95; Fe_2O_3 6.0; H_2O 15.00; P_2O_5 0.45; сумма 99.40, плотность 3.40 г/см³.

Диаспор хромистый (саранит) светло-фиолетового цвета из жил в серпентинитах и хромититах Сарановского рудника впервые указан А. Е. Ферсманом (1920). Подтвержден рентгенограммой и химическими анализами (Иванов, 1997).

Диаспор фосфористый с 12.8 мас. % P_2O_5 указан Р. Германом (Herzmann, 1868) из жил в наждаках Мраморского завода. Состав, мас. %: Al_2O_3 67.15; Fe_2O_3 5.00; H_2O^+ 15.00; P_2O_5 12.85; сумма 100.00, плотность 3.35 г/см³. Требуется подтверждения.

III. 3. Бемит — $\text{AlO}(\text{OH})$, ромб. с. (Böhmite)

Бемит рентгенографически установлен М. В. Соболевой (1938) в диаспоровых бокситах Вязовского месторождения на Южном Урале, затем Э. М. Бонштедт-Куплетской и Н. И. Влодавец (1945) и Э. М. Бонштедт-Куплетской (1947) в нефелиновых пегматитах Вишневых гор и Е. В. Рожковой и А. Н. Ляминной (1948) на Айском бокситовом месторождении. Кроме того, изучался С. И. Бенеславским (1963) и О. Н. Огородниковым и А. К. Гладковским (1975). Гидротермальный бемит установлен Э. М. Бонштедт-Куплетской и Н. И. Влодавец (1945) и Э. М. Бонштедт-Куплетской (1947) в нефелиновых и полевошпатовых пегматитах Вишневых гор. В Курочкином логу микрозернистый бемит с гиббситом образует в продуктах изменения нефелина (шпреуштейне) красноватые каймы и прожилки. В пегматитовой жиле у Чупрунова лога микрозерна бемита с гиббситом встречаются среди белого галлуазита вместе с апатитом. В цирконовом шурфе в пустотах шпреуштейна наблюдались кристаллы бемита розового цвета с кальцитом, а на горе Каравай в пустотах натролита мельчайшие зерна бемита ассоциируют с магнетитом, слюдой и эгирином.

Химический состав уральских бемитов, мас. %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	0.87	1.81	5.33
TiO ₂	—	1.85	2.95
Al ₂ O ₃	82.86	73.9	74.99
Fe ₂ O ₃	0.62	4.4	1.44
CaO	0.14	—	—
H ₂ O ⁺	15.30	16.05	—
H ₂ O ⁻	0.29	—	0.3
П. п. п.	—	—	15.56
	0.04	—	—
P ₂ O ₅	—	0.51	—
Сумма	100.12	98.52	100.57
Плотность, г/см ³	3.019	—	2.938

Примечание. 1 — из нефелиновых пегматитов Восточных гор (Бонштедт-Кулестека, Влодавец, 1945); 2 — из бокситов СУБРа (Бенеславский, 1963); 3 — из бокситов Айского месторождения (Рожкова, Лямина, 1948).

Бемит образует мелкие кристаллы ромбической сингонии, обычно собранные в параллельные сростки. Установлены формы {110} и {011}; очень редки {111} и {113}; $n_z = 1.661$; $n_p = 1.646$. Химический анализ приведен в табл. 17.

Бемит довольно широко развит в палеозойских бокситах Северного и Южного Урала. В бокситах Ивдельской группы он находится вместе с диаспором и лептохлоритами (Бенеславский, 1963). В палеозойских бокситах Северо-Уральского бассейна распространен в серых пестроцветных пиритовых и красных марких бокситах (около 10 %), в красных немарких и яшмовидных бокситах (до 70 %) (Гуткин, 1978). Бемит скрытокристаллический, $n = 1.620-1.640$, местами в мелких пластинчатых кристаллах. Химический анализ очень загрязненного бемита дан в табл. 17. В бокситах южноуральской группы установлен на Вязовом и Айском месторождениях (Рожкова, Лямина, 1948). Бемит Айского месторождения установлен в зеленовато-серых бокситах в виде мелких таблитчатых ромбических кристаллов до 0.03 мм, sdвойникованных по {001} в тонкоагрегатном бемите. Подтвержден оптически и рентгенометрически — линии 6.02; 3.137; 2.345; 1.852; 1.450; 1.384 Å. В темно-красном яшмо-

видном боксите Межевого лога мелкие кристаллы бёмита достигают 0.01—0.02 мм, ($n = 1.642—1.657$).

Е. В. Рожкова и А. И. Лямина (1948) выделяли также бёмитовый коагель в бокситах месторождения Красная Шапочка и других, который, по А. И. Ляминной, является механической смесью бёмита, каолинита и аморфной SiO_2 (Бенеславский, 1963).

III. 4. Гиббсит — $\text{Al}(\text{OH})_3$, мон. с. (Gibbsite)

Гиббсит найден К. Лисенко в Ахматовской копи, исследован Г. Розе в 1839 г. (Rose, 1840) и описан им под именем гидраргиллита. Основанием для отличия от гиббсита послужили присутствие кальцита и необычный наружный вид. Евреиновым (1843) произведен первый полный анализ, показавший идентичность минерала гиббситу. На Урале гиббсит присутствует в гидротермальных образованиях, щелочных пегматитах, корах выветривания и в осадочных породах как диагенетический минерал.

Гидротермальный гиббсит установлен в минеральных копиях Назямских гор и в нефелиновых цеолитизированных пегматитах Вишневых гор. В Ахматовской копи наблюдался редко в виде тонкой корочки и гнезд на друзах магнетита, "гексагональных" призм красновато-белого цвета до 1—2 мм (Розе, 1840; Евреинов, 1843; Щуровский, 1841). Один из наиболее поздних гидротермальных минералов. Химические анализы гиббсита приведены в табл. 18.

В нефелиновых пегматитах Ильменских гор встречается в участках цеолитизации среди плотного шпреуштейна в пустотах в нем или в полевом шпате в форме шестиугольных бесцветных таблитчатых кристаллов до нескольких миллиметров, особенно в коях 115 и 117.

В полевошпатовых и нефелин-полевошпатовых пегматитах Вишневых гор развит в зонах цеолитизации (Бонштедт-Куплетская, 1947). Обнаружен в пегматитах Курочкина лога в составе шпреуштейна, где образует красноватые каймы и прожилки в нефелине, а также вкрапленность в массе кристаллического натролита. В пустотках наблюдаются кристаллы с бемитом и поздним галлуазитом; на горе Курочкиной — в натролите, на горе Каравай — в пустотах среди натролитовой массы с бемитом, магнетитом, слюдой и эгирином. В пегматитовой жиле Чупрунова лога гиббсит в пластинчатых кристаллах с бемитом и апати-

Химический состав уральских гипбситов, мас. %

Компонент	Гидротермальный			Из бокситов			
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0.55	0.46	—	0.68	3.2	1.0	1.23
TiO ₂	—	Не обн.	—	Следы	—	3.44	3.49
Al ₂ O ₃	64.75	64.63	65.09	64.16	63.0	61.58	62.64
Fe ₂ O ₃	0.05	0.41	—	0.30	0.76	0.98	0.97
MnO	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0.06	—	Следы	—	—	—	—
CaO	0.44	0.22	Следы	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	34.26	33.95	34.38	34.62	31.64	—	—
H ₂ O ⁻	—	0.58	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	—	—	33.20	32.24
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.11	100.25	99.47	99.76	98.60	100.20	100.57
Плотность, г/см ³	—	2.430	—	—	—	—	—

Компонент	Из контактовых карстовых образований						
	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	1.13	1.54	1.54	2.18	0.96	0.46	0.20
TiO ₂	0.03	0.04	Следы	0.08	Следы	—	—
Al ₂ O ₃	63.56	63.76	63.73	63.06	63.31	61.50	65.08
Fe ₂ O ₃	0.13	0.35	0.49	0.86	1.99	1.20	Следы
MnO	0.02	0.09	—	Следы	—	0.01	—
MgO	0.10	0.06	0.17	0.8	—	—	0.65
CaO	0.22	0.28	0.30	Следы	0.18	0.98	—
H ₂ O ⁺	—	—	33.65	—	34.16	—	34.02
H ₂ O ⁻	1.04	0.38	0.64	1.17	—	—	—
П. п. п.	34.29	34.48	—	32.98	—	33.70	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—
SO ₃	—	0.06	—	—	—	1.46	—
Сумма	100.52	101.04	100.52	101.13	100.60	100.47	100.55
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	2.29—2.34	—	2.38

Примечание. 1 — из неапатизированных нефелин-нолевоинатовых пегматитов кони 117, Ильменские горы (Козакова, 1936); 2 — из нефелиновых пегматитов Винных гор (Бонштедт-Кулелеская, 1947); 3 — из Ахматовской кони (Евреинов, 1843); 4 — из Краснооктябрьского бокситового месторождения на Северном Урале (Бенславский, 1963); 6—7 — из белого и каменного бокситов Пироговского месторождения (Компелова, Карюкина, 1948); 8—9 — из Журавинского месторождения, шахта 9 (Смолянинов, 1926); 8—9 — расселичатый, фарфоровидный; 10 — в бемит-диаспоровых бокситах Южного карьера Черемуховского месторождения (Гуткин, 1961); 11 — каолинодобыный; 12 — из пустот; 13 — из Южноуральских бокситовых месторождений (Гладковский, Шарова, 1960); 14 — из пустот в бурых железняках Елизаветинского месторождения (Вертунов, 1960а).

том находится среди белого галлуазита. На кристаллах размером до 1.3 мм присутствуют грани {001}, {100}, {110}, {011}, много двойников и тройников; $n_p = 1.569(1)$.

Широко развит в мезозойских бокситах Зауралья (Каменское, Мугайское, Кустанайские, Орские месторождения), где в скрытокристаллической форме слагает оолиты или отдельные слои и бобовины. Диагенетический гиббсит образует белые землистые и кристаллические корочки и скопления в пустотах между бобовинами и жилки.

В Каменных месторождениях гиббсит образует гелевидные массы с $n = 1.572—1.587$ и мелкие кристаллы с $n = 1.577$. Наиболее чистые гиббиты встречены в белых и бесцветных бокситах Пироговского месторождения (в ассоциации с каолинитом и гидрогематитом. Диагенетический гиббсит обычно наблюдается в мельчайших идиоморфных кристаллах, двойниках или тройниках (Копченова, Карюкина, 1948).

Гиббсит отмечался в цементе оолитовых гидрогематитов пашийского типа у д. Ивановой (Миньярский район), где слагает отдельные оолиты вместе с гидрогетитом (Рожкова, 1938). В оолитах гидрогетитовых руд Лисаковского месторождения гиббсит выделился в виде микропрожилков и микродроз (Яницкий, 1960). В Серовском месторождении колломорфный гиббсит зонального строения наблюдался в пустотах гидрогетита. Гелевидный гиббсит обнаружен в байновских каолининовых глинах, где образует белые и светло-серые крупинки, не распускающиеся в воде.

В контактово-карстовых корах выветривания западного склона Урала, развитых на контакте карбонатных пород и глинистых сланцев, наиболее известны проявления Журавлинское (Смольянинов, 1926), Усть-Тискосское и проявления близ Волынского карьера. Гиббсит находится в ассоциации с алунитом и галлуазитом, слагая землистые снежно-белые массы и плотные мелоподобные и фарфоровидные стяжения. В Журавлинском месторождении он образует слои и корки от нескольких сантиметров до 0.75 м на известняке или заполняет трещины. Подтвержден оптически и химически. Указан А. Ё. Ферсманом (1915) в Усть-Икосетском (Тискос?) руднике в Бисертском округе в виде корочек. К этому же типу относятся контактово-карстовые коры выветривания на контактах карбонатных пород и палеозойских бемит-диаспоровых бокситов, описанные из Североуральских и Южноуральских месторождений.

В Южном карьере Черемуховского месторождения скопления вторичного гиббсита образуют белые и желтовато-белые корки и почковидные выделения по трещинам и в пустотах в красных бокситах в ассоциации с аллофаном и галлуазитом. Подтвержден рентгенометрически, $n = 1.562\text{—}1.567$ (Гуткин, 1961).

В месторождениях южноуральской группы (Айское, Межевой лог, Черепанов лог) гиббсит обнаружен в рудной брекчии на контакте с известняком в трещинах до 1 см и пустотах выщелачивания в ассоциации с аллофаном и фельшебаниитом (Гладковский, Шарова, 1960). Редкий минерал в корках выветривания на ультрамафитах. На Елизаветинском месторождении бурых железняков, образовавшихся по серпентинизированным дунитам, гиббсит слагает конкрециевидные выделения до 4 см вокруг обломков дунита и сталактиты до 3×0.3 см на плотном лимоните. Агрегаты зональные бледно-зеленого цвета, ассоциируют с гетитом, асболоном и магнезитом, $n_g = 1.585$; $n_p = 1.571$ (Вертушков, 1960а).

Гиббсит образуется при выветривании бемита и диаспора в палеозойских бокситах СУБРа (Гуткин, 1978), нефелина и канкринита в миаскит-пегматитах Ильменских гор (Козакова, 1936) и основного плагиоклаза в коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива в гиббсит-каолинит-гетит-гематитовой зоне (Соколова и др., 1976). Образуется при выветривании железистых хлоритов Халиловских месторождений (Бенеславский, 1963).

III. 5. Нордстрандит — $\text{Al}(\text{OH})_3$, трикл. с. (Nordstrandite)

Триклинная фаза $\text{Al}(\text{OH})_3$ в сростании с гиббситом установлена в 1960 г. Зельфельдом в кристаллах гиббсита из Шишимской копи (Минералы, 1967). Однако чистый нордстрандит на Урале впервые встречен в бокситах Соколовско-Сарбайского месторождения (Куликова и др. 1974), затем в коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива (Соколова и др., 1976) и в бокситах Краснооктябрьского месторождения.

Железистые бокситы (60—70 мас. % Fe_2O_3) в пределах карьера Соколовско-Сарбайского месторождения магнетита залегают в карстовых впадинах на контакте эффузивов валерьяновской свиты карбона с андезитами. Бокситы сложены гематитом, гиббситом, гетитом, магнетитом с примесью корунда и каолини-

та (Куликова и др., 1974). Нордстрандит развит в зоне контакта с известняками (до 10 м от контакта) в порах оолитового боксита и прожилках мощностью до 0.2 см в виде белых, похожих на гипс игольчатых и пластинчатых кристаллов размером до 0.3 мм, или скрытокристаллических масс с $n_g = 1.596$; $n_m = 1.580$; $n_p = 1.580$. Наиболее интенсивные отражения рентгенограммы: 4.79; 2.389; 2.019; 1.902; 1.439 Å. Вторичный генезис минерала обусловлен перераспределением глинозема щелочными водами, связанными с известняками.

В близкой геологической обстановке нордстрандит найден А. Е. Рыцком в 1978 г. на Краснооктябрьском месторождении карстового типа близ ст. Лисаковки и определен О. К. Ивановым. Бобовины сложены гиббситом, магнетитом, гематитом, каолинитом с подчиненным количеством гетита, сидерита, хлорита, кварца, окислов титана, корунда и пирита. Широко развиты сидеритизация и каолинизация, отложение гиббсита в порах и жилках. Нордстрандит представлен в порах бобового боксита в виде друз, корочек и единичных таблитчатых кристаллов размером до $6 \times 3 \times 2$ мм, по форме очень похожих на кристаллы гипса. Они хорошо образованы, белые или бесцветные, иногда с включениями гидрогетита. Плотность их 2.39 г/см^3 ; $n_g = 1.584$; $n_p = 1.575$. Наиболее интенсивные линии рентгенограммы, d, Å (J): 4.80(10); 2.48(7); 2.38(7); 2.25(7); 2.02(9); 1.903(8); 1.443(8); 1.199(7). На термограмме имеются эндотермические эффекты при 255, 305 и 560 °С. Минерал диагенетический.

В коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива, в Новобурановском проявлении латеритных бокситов, связанных с донижнемеловой корой выветривания, нордстрандит описан М. Ф. Соколовой и другими (1976). Диагностирован в составе пористых каменистых оторочек до 1 см, развитых вокруг блоков слабо измененного габбро на глубине 10—15 см. Замещает более раннюю внутреннюю алюмогидрокальцитовую оболочку, развивавшуюся по основному плагиоклазу. Образует мелкие (до 0.4 мкм) псевдогексагональные пластинки и сферолиты с $n_g = 1.596$; $n_p = 1.577$. Подтвержден рентгенограммой с наиболее сильными отражениями 4.79; 2.284; 2.001; 1.894 Å, термограммой и микродифракцией. Нордстрандит кристаллизуется при pH = 7. Авторами предполагается более широкое присутствие минерала в порах выветривания основных пород.

Гидроокислы алюминия интенсивно образуются при минерализации алюминиевых предметов в горелых отвалах Челябин-

ского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987). Характерно, что в условиях агрессивной среды на поверхности отвалов и в приповерхностном слое грунта коррозия алюминия не сдерживается защитной пленкой окислов, а идет очень интенсивно, до полной минерализации предмета. Фазовый состав данных продуктов еще не изучен.

III. 6. Шпинель — $MgAl_2O_4$, куб. с. (Spinel)

Шпинель на Урале впервые определена К. Фуксом в кыштымите Борзовского корундового месторождения (Щеглов. 1828), затем найдена Барбот-де-Марни в 1833 г. в Шишимских горах и принята за аутомолит (Лисенко, 1835). Определена и описана Г. Розе (Rose, 1837, 1842). Чистая шпинель и ее хромистые разновидности диагностированы Э. Гофманом (Еремеев, 1882) на Мариинском прииске на р. Каменке в Кочкарских россыпях, а в 1985 г. установлена А. Ю. Кисиним (1985) в мраморах Кучинского карьера и Б. В. Чесноковым в горелых отвалах угольных шахт Челябинского бассейна.

Шпинель на Урале представлена собственно шпинелью и разновидностями — плеонастом, хлоршпинелью, цинкистой шпинелью, благородной шпинелью, пикотитом и хромпикотитом. Собственно шпинель известна в мраморах, горелых отвалах и россыпях. Шпинель указывается в качестве аксессуория в гнейсогранитах Губенского и в кварцевых жилах Кочкарского массива вместе с корундом (Ляхович, 1967). Однако эти указания требуют подтверждения. Красная шпинель отмечалась Е. А. Кузнецовым (1936) в гранитах Шарташского массива. Красная хромистая шпинель установлена А. Ю. Кисиним (1985) в метаморфических мраморах Кучинского карьера у п. Чуха в Кочкарской зоне, а также в мраморах в окрестностях р. Алабашки.

Шпинель широко распространена в горелых отвалах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987). Входит в состав красных горельников и пород "черных блоков". В тонкозернистых продуктах установлена только рентгенографически. Октаэдрические кристаллы шпинели обычно находятся в составе специфических силикатных корок, окружающих разложенные куски окаменелого дерева. Размер кристаллов обычно не более 0.1 мм, форма очень разнообразна. Преобладают хорошо образованные октаэдры. Нередко в комбинациях присутствуют

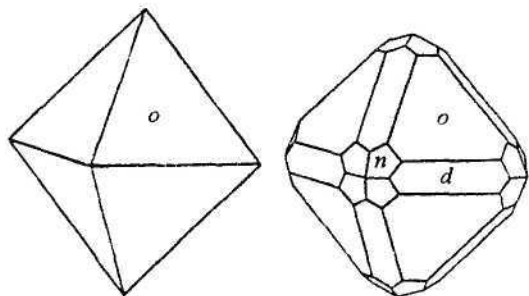


Рис. 11. Кристаллы плеонаста из магнетитовых скарнов Шишимских гор (Кокшаров, 1856).
Формы: $o \{111\}$, $d\{110\}$, $n\{211\}$

“черных блоках” кристаллы шпинели в большинстве случаев совершенно бесцветны. Встречаются также розоватые, бледно-сиреневые и фиолетово-малиновые кристаллы. Шпинель из красного горельника обычно замутнена и имеет желтоватый цвет. Твердость около 8. Оптически изотропна, $n = 1.72—1.73$. Часто сростается с кристаллами форстерита, норбергита, хондродита, флюорита.

Плеонаст — шпинель железистая, определена К. Фуксом в 1828 г. в Борзовке (Шеглов, 1828). По анализу Абиha, сделанному в 1831 г., шпинель содержит 14 мас. % FeO, она описана как плеонаст (цейлонит) (Rose, 1842; Кокшаров, 1854). В 1833 г. плеонаст установлен в Шишимских коях (рис. 11), в 1892 г. в габбро и в магнетитовых клинопироксенитах Кормовищенского рудника в Платиноносном поясе (Зайцев, 1892). Наиболее распространенный минерал группы шпинелей. Наблюдается в магматических габброидах и ультрамафитах, высокотемпературных апогаббровых метасоматитах, габбро, магматитах, роговиках, скарнах, кальцифирах, мраморах и в россыпях.

В ультрамафитах плеонаст установлен в оливинитах, дунитах, клинопироксенитах и горнблендитах концентрически-зональных дунитовых массивов Платиноносного пояса. В жильных магнетитовых оливинитах, залегающих среди клинопироксенитовой оболочки Качканарского, Баранчинского, Косьвинского и Конжаковского массивов образует включения до 1—3 мм среди магнетита. В аналогичной ситуации развит и в рудных верлитах Косьвинского массива. Указывается в казанските в ассоциации с оливином, битовнитом, амфиболитом и магнетитом (Высоцкий, 1923). Встречен в альпинитовых шпинелевых серпентинизированных ультрамафитах Кемпирская в виде бурых или буро-зеленых зерен, частично замещенных магнетитом, и в ассоциации с хлоритом (Херасков, Разумова, 1967). Зеленые зер-

на до 1 мм указываются в районе Бурановского месторождения (Логоинов и др., 1940).

Плеонаст установлен в альпинотипных габброидах Урала и в габбро Платиноносного пояса. Указывается в дайках оливиновых норитов Кемпирсайского массива. В оливиновых и анортитовых габбро Платиноносного пояса плеонаст — обычный минерал. В магнетите анортитовых габбро образует идиоморфные вроски (Левинсон-Лессинг, 1900; Duparc, Pearce, 1905; Ефимов, Ефимова, 1967). В оливиновых анортитовых габбро Денежкина Камня плеонаст, по В. И. Маегову, отмечен в тесной ассоциации с магнетитом в ксеноморфных к силикатам зернах до 0.1—0.5 мм. Состав его (микрозонд, аналитик В. Г. Гмыра) мас. %: TiO_2 — не обн., Al_2O_3 61.24; Cr_2O_3 не обн.; FeO 22.25; MnO 0.13; MgO 15.10; сумма 98.72.

В габбро-пегматитах и троктолит-пегматитах Платиноносного пояса плеонаст наблюдается в выделениях размером до 5 мм в ассоциации с магнетитом в оливиновых анортитовых габбро и троктолитах массивов Сухогорского Камня, Качканарского, Денежкина Камня, дайках троктолитов и троктолит-пегматитов Желтой Сопки. Вторичный плеонаст развит также в реакционной зоне оливина и анортита в виде микрографических выделений в амфиболе.

Встречен как продукт распада ортомагматических рудных титаномagnetитов Копанского и Маскальского месторождений, где ассоциирует с ильменитом (Карпова, 1974) и наблюдается в форме тонких пластинок размером 0.01×0.0007 мм по плоскостям куба или по октаэдрической отдельности. Вытравленные пластинки имеют гексагональный или тригональный облик. Плеонаст прозрачен или синего цвета разных оттенков, $n = 1.744—1.748$. Окраска связывается с присутствием кобальта. Химический состав его, мас. %: Al_2O_3 67.88; Cr_2O_3 0.44; Fe_2O_3 0.32; FeO 8.48; MnO 0.33; ZnO 0.73; CoO 0.19; сумма 100.13.

В контактово-метасоматических образованиях плеонаст — обычный минерал роговиков, магнезиальных скарнов, кальцифиоров и высокотемпературных клинопироксенитовых контактово-метасоматических ореолов вокруг концентрически-зональных дунитовых массивов Платиноносного пояса.

В контактовых роговиках шпинель отмечалась во вмещающих породах среди гранатового скарна Валуевского и Осокино-Александровского месторождения, в магнетит-пироксеновых роговиках Выйского месторождения, шпинель-альбит-флогопи-

товых роговиках Третьего Северного рудника и Семеновского месторождения (Овчинников, 1960). В магнезиальных и аподоломитовых скарнах контактово-метасоматических месторождений магнетита шпинель впервые описана Н. Г. Суминым (1951) в ряде месторождений Гороблагодатского района. В Надеждо-Коммерческом месторождении плеонаст присутствует в виде октаэдров от 2—3 мм до 2 см в везувиан-гранатовом, пироксеновом и оливин-пироксеновом скарне. Содержит вкрапленность хлорита. Состав шпинели, мас. %: SiO_2 сл.; TiO_2 сл.; Al_2O_3 62.52; Fe_2O_3 6.31; FeO 7.11; MnO 1.53; MgO 20.02; CaO 0.52; ZnO 2.42; CoO 0.25; сумма 100.68 (Сумин, 1951). Кристаллохимическая формула $(\text{Mg}_{6.06}\text{Fe}_{1.21}^{2+}\text{Mn}_{0.26}\text{Zn}_{0.36}\text{Ca}_{0.04}\text{Fe}_{0.07}^{3+})_{8.00}(\text{Al}_{14.98}\text{Fe}_{0.89}^{3+})_{15.87}\text{O}_{32}$. Плотность 3.81 г/см³, $n = 1.780$.

На горах Благодать и Высокой шпинель ассоциирует с магнетитом, гранатом и кальцитом. На контакте Бердяушского массива рапакиви плеонаст встречен в октаэдрах до 1.5 мм (Ожегов, 1899). К этому же типу относятся описанные Л. Л. Шилиным (1940) близ Прасковье-Евгеньевской копи перовскит-шпинель-магнетитовые породы, слагающие приконтактную залежь мощностью 20—50 см в хлорит-серпентиновых породах. Шпинель в количестве 15 % образует мелкие зерна с $n = 1.724$. В хлоритовых сланцах более обычен парагенезис — магнетит, ильменит, гранат, перовскит, клиногумит, ксантофиллит. В зонах перекристаллизации развиты грубозернистые агрегаты плеонаста. Так, в Николае-Максимилиановской и Зеленцовской коях описаны двойники плеонаста размером до 4 × 2.5 см буро-черного цвета, а в Николае-Максимилиановской М. П. Мельников описал кристаллы массой 10 кг с ребрами октаэдра до 16 см и сросток двух индивидов размером 7—10 × 12 см и массой 3 кг.

В магнетитовых клинопироксенитах (качкаритях), образующих мощные (до 1.5 км) ореолы вокруг дунитовых массивов Платиноносного пояса (Качканар, горы Гусевы, Синяя), плеонаст — постоянный минерал, впервые диагностированный А. А. Зайцевым (1892) в магнетитах Кормовищенского рудника. Наблюдается во всех типах магнетитсодержащих минеральных ассоциаций, связанных с клинопироксенитами, в магнетитовых клинопироксенитах, в пироксенит-пегматитах, магнетитовых жилах и шлирах, а также развивающихся по ним горнblendитах и горнblendит-пегматитах. Содержание его в магнетитовых клинопироксенитах Конжаковского массива от 1—2 до 8—10 %, в гусевгорских клинопироксенитах — 0.3—3.1 % и растет с уве-

личением содержания рудного минерала (Борисенко, 1966; Фоминых и др., 1987). Отмечается в виде ксеноморфных к магнетиту индивидах черного цвета; в шлифах ярко-зеленый, по периферии бурый. Содержит 30—35 % герцинита (Фоминых, 1973; Фоминых, Юников 1961; Фоминых и др., 1970). Однако приводимые анализы плеонаста относятся к очень нечистому материалу, загрязненному магнетитом и клинопироксеном. В остраитах — мелкозернистых плеонаст-магнетитовых породах Чистопского массива — содержание плеонаста достигает 40 %. В жильных и шлировых магнетитовых клинопироксенитах Гусевогорского массива плеонаст наблюдается в зернах от 0.1 до 2 мм с $n = 1.736 - 1.764$; $a_0 = 8.09 \text{ \AA}$; содержит 30—35 % герцинита с 0.2 мас. % ZnO (Фоминых и др., 1987). Бурая шпинель (видимо, хлорошпинель) имеет $a_0 = 8.115 - 8.12 \text{ \AA}$. Кроме того, минерал образует пластинчатые вросстки — продукты распада в магнетитах всех типов по плоскости {100}. Пластинки размером от 0.001 до $0.1 - 0.3 \times 0.0$ мм в количестве около 7 %. В магнетитах сплошных руд Гусевогорского массива до 8 %. Состав его $(\text{Mg}_{0.74}\text{Fe}_{0.26})_{1.00}(\text{Al}_{1.97}\text{V}_{0.01}\text{Cr}_{0.02})_{2.00}\text{O}_4$, $a_0 = 8.06 - 8.08 \text{ \AA}$ (Фоминых и др., 1987).

Плеонаст также является акцессорным минералом магнетитовых клинопироксенит-пегматитов.

В магнетитовых горнblendитах и горнblendит-пегматитах Гусевогорского, Светлоборского, Первоуральского массивов плеонаст аналогичен описанному.

В высокотемпературных метасоматитах плеонаст наиболее изучен на Борзовском месторождении корундовых анортозитов, залегающих среди серпентинитов в виде линзовидных и дайковидных тел (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931). По Ю. Н. Колеснику и другим (1974) и Ю. Н. Колеснику (1976), они представляют собой апогаббровые метасоматиты, сложенные зонами пироксен-гранат-шпинелевого, биотит-шпинелевого и биотит-кордиерит-плагноклазового состава. В сторону контакта с ультрамафитами они последовательно сменяются зонами амфибол-плагноклазового, плагноклаз-шпинелевого и чисто шпинелевого состава. Химические анализы плеонаста Борзовского месторождения приведены в табл. 19.

Шпинель в плюмазитах, марундитах и кыштымитах черная, в неправильных выделениях, иногда с гранями октаэдра. Часто содержит пылевидный магнетит (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931). В редких шпинелевых кыштымитах с полосчатой текстурой чередуются полосы, богатые и бедные шпинелью или обо-

Таблица 19

Химический состав плеонастов из метасоматитов Борзовского месторождения,
мас. % (Колесник и др., 1974)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	—	0.05	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	53.8	63.1	63.1	64.1	62.9	61.6	61.4	62.3	61.3	62.9	60.9
Cr ₂ O ₃	3.44	0.14	0.07	—	0.02	0.03	—	—	0.04	—	0.04
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	15.2	17.9	14.1	18.5	22.1	22.3	21.9	24.0	24.1	24.0	25.2
MnO	—	0.19	—	0.26	0.29	0.17	0.50	0.33	0.39	0.67	0.15
MgO	19.7	17.5	20.9	16.6	14.2	14.8	16.4	13.5	13.5	12.6	13.2
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	92.14	98.88	98.17	99.46	99.51	98.90	100.20	100.13	99.13	100.17	99.49

Примечание. 1—3 — из оливиновых и оливин-энстацитов пород; 4—6 — из моноклиновых и оливиновых пород; 7 — из клиновидных пород; 8—9 — из оливиновых и оливин-энстацитов пород; 10—11 — из биотитовых пород. Микроэлементы определены.

гащенные вермикулитом. Шпинель в них наблюдается в виде неправильных, реже октаэдрических корродированных зерен до 4 мм. Мономинеральные шпинелевые породы мощностью до 4—30 см развиты по периферии “даек” кыштымита или переходят в них по простираанию. Плеонаст в зернах до 5 мм при разложении замещается корунд-магнетитовым агрегатом. Мелкие шпинелевые линзы окружены зонами магнетита. Встречены зерна магнетита, окруженные шпинель-магнетитовой каймой. Иногда корунд обрастается шпинелью.

Зеленая шпинель, ошибочно принятая за герцинит, отмечалась В. С. Коптевым-Дворниковым и Е. А. Кузнецовым (1931) в хлоритовых апоультрамафитовых породах Борзовского массива и вермикулите с магнетитом и актинолитом. Кроме того, шпинель встречена в карбонатной породе в ассоциации с хлоритом. Видимо, в аналогичной ситуации указывается А. Н. Заварицким в саггандитах Рай-Иза.

В аподоломитовых кальцифирах на контакте с габбро и в ксенолитах Кусинской габбровой интрузии плеонаст образует мелкую вкрапленность до 2 мм в кальците с форстеритом, магнетитом и бруситом, как, например, в Зеленцовской копи Кусинской интрузии и в хондродит-диопсидовых кальцифирах близ пегматитовой жилы Мокруши. В мраморах плеонаст встречается в Кочкарском районе, откуда попадал в россыпи в виде мелких 1—2 мм изумрудно-зеленых октаэдров на Юльевском и Мариинском приисках Кочкарской системы (Еремеев, 1887б).

В оливиновых породах Борзовского месторождения кыштымитов плеонаст встречен (в шлифах) в неправильных зернах до 2 мм буро-зеленого цвета, содержание от 1 до 30 мас. % (Коптев-Дворников, Кузнецов, 1931; Колесник, 1976). В оливин-энстатитовых породах образует закономерные выделения в центральной части зерен оливина. Указывается А. С. Варлаковым в аналогичных породах Сысертского гранито-гнейсового купола и Н. В. Вахрушевой на контакте гарцбургитов с плагиогранитами Войкаро-Сыньинского массива (табл. 20). В ортопироксенитах Тараташского блока густо-зеленая шпинель образует мелкие (до 0.02 мм) изометричные зерна в ортопироксене (Панков, 1984).

Плеонаст указывается Н. П. Херасковым (1967) в метаморфических эденитовых амфиболитах Кемпирсайского массива в ассоциации с сапфирином в ксеноморфных и зернистых сростках состава $6\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 0.3\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4.8\text{MgO} \cdot 0.3\text{FeO}$. Анализ не приводится.

Таблица 20

Химический состав плеонастов из метаморфических пород, мас. %

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	—	0.11	—	—
TiO ₂	0.03	0.05	0.06	0.02
Al ₂ O ₃	66.76	61.11	59.94	67.07
Cr ₂ O ₃	Не обн.	1.43	0.07	2.45
FeO	9.31	12.20	26.33	10.63
MnO	0.05	0.07	0.59	0.23
MgO	21.62	19.46	11.32	19.52
CaO	—	0.02	—	—
ZnO	1.09	2.69	0.33	—
Сумма	98.86	97.14	98.64	99.92

Примечание. 1 — голубой плеонаст из хлоритовой породы Савельевского месторождения антофиллит-асбеста (материалы В. О. Полякова); 2 — темно-зеленый из шпинель-гранат-анатитовых склеритов в метатриербазитах (Красина, 1965); 3 — черный из зональных корунд-шпинель-плагиоклазовых ооидов и метатриербазитах горы Савелькуль (материалы В. О. Полякова); 4 — из доломитовых кальцифиров оз. Иткуль (Расказова и др., 1986).

Хлорошпинель — шпинель с повышенным содержанием окисного железа найдена Барбот-де-Марни в тальковых сланцах горы Шишимской и диагностирована как аутомолит (ганит) (Лисенко, 1835). Г. Розе (1842) установил, что это не ганит, а шпинель с окисным железом. Н. Г. Сумин (1955) подверг сомнению ее существование, показав, что образцы из этого месторождения представлены аутомолитом. Однако Д. Ботсвелл и Х. Хей (Botswell, Hey, 1958) подтвердили существование минерала на образцах Н. И. Кокшарова в коллекции Британского музея. Хлорошпинель известна из контактовых пород Шишимских гор, в амфиболитах Кемпирсайского массива и в магнетитовых клинопироксенитах Платиноносного пояса.

В тальковых сланцах Прасковье-Евгеньевской копи хлорошпинель образует октаэдры до 1—5 мм, двойники и тройники (Rose, 1848; Кокшаров, 1856; Сумин, 1951) (табл. 21). Кристаллизуется после магнетита, гематита, перовскита. В эденитовых амфиболитах с сапфирином по р. Куагач в Кемпирсайском массиве плеонаст, судя по составу, близок к хлорошпинели и содержит равные количества закисного и окисного железа (Херасков, 1967).

Бурая шпинель (по-видимому, хлорошпинель) образует ядра или периферию зерен плеонаста в магнетитовых шлирах и магнетитовых клинопироксенитах Гусевогорского и других анало-

Таблица 21

Химический состав хлорошпинели из Шишимских копей, мас. %

Компонент	1	2	3
SiO ₂	—	—	1.2
Al ₂ O ₃	64.13	57.34	60.7
Fe ₂ O ₃	8.70	14.77	7.2
FeO	—	—	1.8
MnO	—	—	0.3
MgO	26.72	27.49	26.5
CaO	0.27	—	1.2
ZnO	—	—	0.8
CuO	0.27	0.62	—
Сумма	100.09	100.22	99.7
Плотность, г/см ³	3.591	3.594	3.63
n	1.782	—	—

Примечание. 1, 2 — (Rose, 1842); 3 — (Boiswell, Hey, 1958).

гичных массивов Платиноносного пояса Урала, а плеонаст из магнетитовых пород Висимского месторождения содержит примерно равные количества закисного и окисного железа (Фоминых, 1973).

Шпинель цинкистая (аутомолит) диагностирована Н. Г. Суминным (1951) из Прасковье-Евгеньевской копи в образцах, описанных П. В. Еремеевым (1869) как хлорошпинель, в которой оказалось 16.8 мас. % ZnO. Шпинель в кристаллах в виде комбинации октаэдра и додекаэдра до 1.5 мм на хлоритовом сланце, черновато-зеленая, в сколках синевато-зеленая. Химический состав, мас. %: Al₂O₃ 60.96; Fe₂O₃ 9.64; FeO 4.26; MgO 14.32; ZnO 16.90; MnO 0.60; CoO 0.20; CuO не обн.; CaO следы; сумма 106.88, аналитик В. А. Молева. Кристаллохимическая формула: (Mg_{4.37}Zn_{2.55}Mn_{0.10}Co_{0.03}Fe²⁺_{0.73}Fe³⁺_{0.21})_{8.00}(Al_{14.73}Fe³⁺_{1.27})_{16.00}O_{32.11}. Плеонаст из скарнов Надеждо-Коммерческого месторождения содержит 2.42 мас. % ZnO (Сумин, 1951).

Пикотит (шпинель хромистая) на Урале установлен Э. Гофманом и Э. Гельмерсеном (1835) в Кочкарских россыпях, затем А. Ю. Кисинным (1985) в мраморах Кучинского карьера (см.: Шпинель благородная) и Е. С. Федоровым и В. В. Никитиным (1901) в неправильных трещиноватых зернах от светло-бурого цвета до бесцветной (в иммерсии) в апогарцбургитовых змееви-

ках северо-восточного горста Богословского округа. Однако последняя находка не подтверждена анализами. Традиционно пикотитами, или шпинель-пикотитами, считались светлоокрашенные в шлифе шпинелиды из альпинотипных гарцбургитов, отмечавшиеся в Миасской даче (Кротов, 1915), Красноуральском (Аршинов, Меренков, 1931) и Останинском (Татаринов, 1929) месторождениях асбеста. Однако сейчас их относят к хромпикотиту. Достоверный пикотит на Урале указывался в альпинотипных ультрамафитах, основных вулканитах и россыпях (табл. 22).

Пикотит описан Г. Н. Савельевой (1987) из гарцбургитов, лерцолитов и плагиоклазовых лерцолитов массивов Войкаро-Сыньинского и Среднего Крака. В обоих случаях пикотит развит в крупных ксеноморфных зернах в интерстициях оливина и пироксена и в более мелких зернах, включенных в пироксены и оливины (табл. 23). Пикотиты не образуют рудных скоплений. Установлен в лерцолитовых включениях в щелочных вулканитах горы Благодать (Малахов и др., 1980). Анализ пикотита из пород базальт-липаритовой формации мугоджарского и березовского комплексов D₂ приводится без минералогической характеристики (Порошин, 1986). Указывается в алмазоносных кварцевых песчаниках такатинской свиты D₂ в Вишерском районе (Малахов и др., 1980).

Шпинель благородная установлена А. Ю. Кисиным в 1979 г. в мраморах Кучинского карьера, в 1980 г. у п. Чукса (Кисин, 1985), а в 1988 г. в мраморах у п. Нейво-Шайтанский.

На густо-красную шпинель в мраморах нарастает рубин первого типа. Розовая шпинель встречается исключительно в доломит-кальцитовых мраморах, в парагенезисе с рубином второго типа (который при повышенной магнезиальности мрамора ее замещает), пиритом, норбергитом, гранатом и рутилом. Рубин первого типа всегда замещается розовой шпинелью, имеющей слабо выраженное радиально-лучистое строение. Форма кристалла сохраняется. Замещение может быть полным или частичным, что подтверждено оптическими и рентгеновскими методами. Алая шпинель приурочена к участкам интенсивного расщепления в Mg-кальцитовом мраморе, образует рассеянную вкрапленность или замещает рубин первого типа. Радиально-лучистое строение шпинелевого агрегата здесь выражено резче, чем в случае с розовой шпинелью. В остальном они аналогичны. Замещению подвергаются рубины, расположенные на границах зе-

Таблица 22

Химический состав никотитов Урала, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0,09	—	0,09	—
TiO ₂	—	0,07	0,03	0,10	0,07	0,09	0,55	—	0,23
Al ₂ O ₃	46,79	55,07	54,05	52,09	47,78	47,29	40,33	47,15	53,04
Cr ₂ O ₃	21,79	15,11	16,26	14,68	18,99	18,74	17,75	22,38	12,13
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	7,35	0,32	7,50
FeO	15,81	13,18	14,00	13,31	14,61	19,89	13,36	13,15	3,95
MnO	0,19	0,12	0,12	0,16	0,22	0,25	0,12	0,13	0,10
NiO	0,19	0,35	0,31	0,27	0,16	0,15	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	16,01	19,10	18,61	17,85	16,69	13,81	16,40	17,11	24,09
CaO	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,78	103,00	103,38	98,46	98,52	100,31	95,86	100,33	101,04

Примечание. 1 — ксеноморфное зерно из гарбуритов, Войкар-Сыланский массив; 2 — ксеноморфное зерно с энклавитом в лердиге, массив Ср. Края, кроме того, 0,04 K₂O; 4 — ксеноморфное зерно в платиноклазовом лердиге, там же, кроме того, 0,03 K₂O; 5 — мелкое ксеноморфное зерно с платиноклазом, там же, кроме того, 0,05 K₂O; 6 — ксеноморфное зерно в центральной части жили оливинитового небулрита, Войкар-Сыланский массив; 7 — из базальт-гранодиоритовой формации мугоджарского и березовского комплексов Д.; средние из четырех выделов; 8 — из лердигитовых включений в идиолитовых вулканитах, горы Баггогати, Центрально-Уральское поднятие, средние из девяти выделов; 9 — из песчаников такатинской свиты, Восточный Урал, Ан. 1—6 — (Савдальева, 1987), 7 — (Порошин, 1986), 8—9 — (Малахов и др., 1980).

Таблица 23

Химический состав хромитовитов из ультрамафитов Урала, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	0.95	1.59	He обн.	0.03	He обн.	He обн.	0.93	0.39	0.93
TiO ₂	0.36	0.11	0.10	0.04	0.15	0.64	0.44	0.43	0.13
Al ₂ O ₃	29.85	34.74	36.41	37.98	36.92	38.07	25.82	25.75	38.30
Cr ₂ O ₃	31.10	29.84	34.84	28.57	30.74	29.94	37.33	39.92	27.30
Fe ₂ O ₃	7.37	1.50	—	—	—	—	4.29	3.53	3.20
FeO	15.82	15.05	15.06	18.50	18.62	19.24	19.10	12.80	8.83
MnO	0.24	0.19	0.23	0.27	0.23	0.31	0.24	0.19	0.12
NiO	0.11	0.14	0.14	0.09	0.02	0.19	0.15	0.10	0.19
CoO	0.15	0.17	—	—	—	—	0.19	—	0.09
MgO	13.43	16.20	15.97	14.43	14.31	14.33	11.85	16.34	19.45
CaO	He обн.	He обн.	—	—	—	—	He обн.	He обн.	He обн.
H ₂ O	0.40	0.72	—	—	—	—	—	0.58	1.05
V ₂ O ₅	0.17	0.21	—	—	—	—	0.16	0.16	0.11
Сумма	99.95	100.46	102.75	99.91	100.99	102.72	100.50	100.19	99.70

Примечание. 1 — акцессорный из дунитов Кемпирсайского массива (район Ишимовского месторождения); кроме того, 0.03 P₂O₅; 2 — акцессорный из гарбуритов Кемпирсайского массива (район Ишимовского месторождения); кроме того, 0.03 P₂O₅; 3 — из гарбуритов массива Сив. Край, ксеноморфное зерно с энстагитом, K₂O 0.04; 4 — ксеноморфное зерно с энстагитом в гарбурите Войкар-Сытинского массива; 5 — ксеноморфное зерно с энстагитом в перидотитах массива Сив. Край; 6 — ксеноморфный в перидотитах массива Сив. Край; 7 — из троцезитов Кемпирсайского массива, р. Шарданга, кроме того, 0.04 P₂O₅; 8 — среднелавинный рудокремнистый руд Кемпирсайского массива, р. Таган-Сит; 9 — среднелавинный среднелавинный руд Хабаиринского массива, левый берег р. Урал, кроме того, 0.05 % P₂O₅; Ал. 1, 2, 7—9 — по (Пашков и др., 1968), 3—6 — (Самелькина, 1987).

рен кальцита или пересекаемые трещинками. В парагенезисе обычны флюорит, пирит и рутил.

В мраморах Кочкарского метаморфического комплекса выделены три основных разновидности шпинели: густо-красная, розовая и алая.

Густо-красная шпинель встречается редко. Кристаллы октаэдрического облика, с хорошо оформленными гранями. Обычны двойники по шпинелевому закону. Размеры кристаллов до 6 мм, редко более. Сильно трещиноватая, что наряду с очень густой окраской делает ее практически непрозрачной.

Розовая шпинель представлена кристаллами октаэдрического облика, часто sdвойникованными. В отличие от густо-красной шпинели эти кристаллы имеют сглаженные ребра и вершины, что делает их весьма схожими с рубинами второго типа. Размеры кристаллов 1—3 мм, редко до 10 мм. Прозрачность высокая.

Алая шпинель распространена в кристаллах октаэдрического облика, часто sdвойникованных. Окраска интенсивная, но значительно слабее, чем у густо-красной шпинели. Прозрачность высокая, но кристаллы ее обычно переполнены включениями, представленными пиритом и рутилом. Чаcты газовые однофазные включения, расположенные в центральной части кристалла.

Химический состав розовой шпинели, мас. %: Al_2O_3 67.80; Fe_2O_3 0.54; MgO 23.95; Cr_2O_3 1.80; TiO_2 0.02. При близком содержании хрома в рубине и шпинели, интенсивность окраски последней значительно уступает. Рентгенограмма шпинели стандартна с наиболее интенсивными линиями 2.87; 2.44; 2.03; 1.553; 1.429; 1.166; 1.081 и 1.054 Å.

Густо-красная шпинель образовалась на прогрессивном этапе регионального метаморфизма в условиях низкого давления CO_2 . Розовая шпинель формировалась на раннем регрессивном этапе при температуре 660—600 °C, $P_{\text{общ}} = 2.7\text{—}2.2$ кбар и $P_{\text{CO}_2} = 2.7\text{—}1.3$ кбар; алая шпинель — на ранней пневматолито-гидротермальной стадии при температуре 550—530 °C, $P_{\text{общ}} = 1.9\text{—}1.7$ кбар, $P_{\text{CO}_2} < 0.4$ кбар.

Хромпикотит — $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{Al},\text{Cr})_2\text{O}_4$. На Урале стал известен после изучения аксессуарных хромшпинелидов из дунитов и гарцбургитов Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968), а затем и из других аналогичных объектов. Хромпикотиты — обычные минералы альпинотипных дунитов, гарцбургитов,

лерцолитов, троктолитов, хромитовых руд в гарцбургитах и в виде аксессуаров в вулканитах, реже фенитах, карбонатитах и гидротермалитах. К хромпикотиту относятся акцессорные хромшпинелиды из дунитов Ивановского месторождения в северной части Кемпирсайского массива, образующие равномерную вкрапленность гипидиоморфных зерен до 0.5 мм (Павлов и др., 1968).

Хромпикотит развит в гарцбургитах по периферии ряда месторождений Кемпирсайского массива (Павлов и др., 1968), а также в массивах Войкаро-Сыньинском, Среднего Крака и других (Царицын, 1977; Савельева, 1987). Является преобладающим акцессорием гарцбургитов Хабаровинского массива (Царицын, 1977). В лерцолитовых и плагиоклазовых лерцолитах массива Среднего Крака образует ксеноморфные к оливину и пироксену зерна в ассоциации с плагиоклазом, а также включения в оливине и пироксенах, обычно менее глиноземистые по составу (Савельева, 1987). В троктолитах и форреленштейнах Кемпирсайского массива, развитых близ контакта с габброидами, наблюдается акцессорная вкрапленность хромпикотита (Павлов и др., 1968). Им сложены рудные тела мелких месторождений, залегающих близ контакта с габброидами Кемпирсайского массива (Батамшинское, Ивановское и др.), в том числе нодулярные руды (Павлов и др., 1968), а также некоторые рудные тела Хабаровинского массива (Царицын, 1977).

Встречен в виде метакристаллов в основной массе щелочных вулканитов горы Благодать (Малахов и др., 1980). По В. О. Полякову, хромшпинелид из апогипербазитовых фенитов и карбонатитов Ильменогорского комплекса является хромпикотитом (табл. 24).

В кварц-карбонат-полевошпатовых метасоматитах Кумакского месторождения М. И. Новгородовой и др. (1984) описаны зональные кубические и октаэдрические кристаллы до 0.1—1.0 мм, в которых ядро сложено хромпикотитом, а светлая периферическая зона — феррихромитом и хроммагнетитом. В карбонатных жилах в гарцбургитах Хабаровинского массива в тяжелой фракции встречены ксеногенные обломки хромпикотита вместе с идиоморфными кристаллами алюмохромита и магнохромита (Ферштатер, Пушкарев, 1988). Установлен в тяжелой фракции кварцевых песчаников такатинской свиты на Вишерском Урале (Малахов и др., 1980).

Таблица 24

Химический состав хромпикотитов из вулканитов, метасоматитов, гидротермалитов и кластогенных пород, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	0.97	2.30	0.38	0.09	0.08	0.34	0.23
Al ₂ O ₃	27.50	30.18	34.93	26.96	27.87	26.39	36.84
Cr ₂ O ₃	36.58	32.85	31.89	40.94	40.22	41.71	29.96
Fe ₂ O ₃	21.14	4.41	3.41	—	—	—	3.83
FeO	—	15.45	14.86	18.91	18.42	16.54	14.73
MnO	0.24	0.18	0.17	0.02	0.03	0.27	0.18
MgO	10.99	15.26	15.06	11.73	12.01	14.85	15.34
ZnO	—	—	—	0.31	0.51	—	—
Сумма	97.42	100.63	100.70	98.96	99.14	100.10	101.11

Примечание. 1 — из лимбургитов д. Семеловки, Центральная-Уральское поднятие; 2 — из шкритовых включений в целочных вулканитах горы Благодати, среднее из двух анализов; 3 — метакристаллы в основной массе целочных вулканитов, г. Благодати, Центральная-Уральское поднятие, среднее из девяти анализов; 4 — из ануолит-гранулитовых фенитов Ильменских гор; 5 — из карбонатитов Ильменских гор; 6 — асеногенный из карбонатитовой жигы Карасай, Хайбинский гарбургиновый массив; 7 — из тяжелой фракции кварцевых песчанников тактинской свиты Виперского Урала.

Лит. 1 — (Глухачева и др., 1978); 2, 3, 7 — (Малахов и др., 1980); 4, 5 — материалы В. О. Полякова; 6 — (Феритгер, Пункарев, 1988).

III. 7. Герцинит — FeAl_2O_4 , куб. с. (Hercynite)

Первое упоминание об уральском герцините (Коптева-Дворникова, Кузнецова, 1931) относится к минералу из пироксен-эпидот-роговообманковых и хлоритовых пород Борзовского месторождения. Однако, по данным Ю. Н. Колесника и других (1974), шпинели из этих пород являются типичными плеонастами (см.: Плеонаст). В. Г. Фоминых и Б. А. Юников (1961) описали герцинит в титаномагнетитах из Копанского и Волковского месторождений. Определение подтверждено И. К. Латышем (1965), однако более детальные работы О. В. Карповой (1974) на Копанском месторождении показали, что это плеонаст. Ю. Н. Колесник и другие (1974) установили его достоверно в Борзовском месторождении корунда, а Б. В. Чесноков с соавторами (1987) в горелых отвалах Челябинского бассейна. В настоящее время герцинит найден в продуктах распада титаномагнетита, в вермикулитовых оторочках корундовых плагиоклазитов, в сиенит-пегматитах, вулканитах и горелых отвалах.

В титаномагнетитах Копанского месторождения герцинит образует пластинчатые выделения по плоскостям $\{100\}$, реже $\{111\}$. По В. Г. Фоминых и Б. А. Юникову (1961), железистость его зависит от содержания TiO_2 в титаномагнетите. Так, в титаномагнетитах Копанского месторождения и Малого Куйбаса с 13—15 мас. % TiO_2 герцинит имеет $a_0 = 8.11\text{—}8.12 \text{ \AA}$ и содержит 87 % герцинитового минала, тогда как в титаномагнетитах Волковского месторождения с 6—8 мас. % TiO_2 $a_0 = 8.105 \text{ \AA}$, что соответствует 67 % герцинитового минала.

В корундовых сиенит-пегматитах Ильменских гор копей 295, 299, 320, 358, 372, 282 герцинит чаще всего образует каймы, возможно реакционные, вокруг кристаллов корунда. Помимо того, в корундовых сиенит-пегматитах и сиенитах иногда присутствует и самостоятельная более светлая и, по-видимому, более поздняя шпинель, имеющая промежуточный состав между ганитом и герцинитом (копи 296, 299—1, 218). Такой же состав имеет и шпинель из шпинель-мусковитовых псевдоморфоз по нефелину в жилах миаскитовых пегматитов, залегающих в гнейсо-амфиболитовой толще (копь 120) (табл. 25).

В апоультрамафитовых метасоматитах Борзовского корундового месторождения герцинит развит в биотитовых оторочках по периферии жил корундовых плагиоклазитов (табл. 26). Герцинит наблюдается в зернах до нескольких миллиметров в рас-

тании с магнетитом или с магнетитовой каймой. Часто присутствуют корунд и плагиоклаз при преобладании биотита. Герцинит указывается Е. Е. Порошиным (1986) в калиевых базальт-трахитах Тагильского синклиория.

Герцинит цинкистый установлен В. О. Поляковым в корундовых сиенитах и сиенит-пегматитах, а также в псевдоморфозах по нефелину.

III. 8. Ганит — ZnAl_2O_4 , куб. с. (Gahnite)

Ганит, или аутомолит, на Урале описан в 1833 г. Барбот-де-Марни в тальковых сланцах Шишимских гор (Лисенко, 1835). Однако Г. Розе (Rose, 1842) показал, что это хлорошпинель. Но Н. Г. Сумин (1955) подтвердил присутствие значительных количеств Zn в шпинелях этого месторождения. Поскольку хлорошпинель также была подтверждена, остается предположить, что в данном месторождении присутствуют оба минерала. За ганит ошибочно принимался и плеонаст Борзовского месторождения (Гофман и Гельмерсен, 1835), пока Шубин (1841) не установил отсутствие в нем цинка, а Абих не произвел полного анализа и не доказал, что это плеонаст (Rose, 1842). Бесспорный ганит установлен А. Н. Лабунцовым (1950) в пегматитах Ильменских гор.

По А. Г. Баженову (1965), ганит сначала встречен в альбитизированных пегматитах копи 61, затем в копиях 62, 141 в зонах альбитизации амазонитового пегматита и в редкометалльных гранитных пегматитах копей 62, 112, 255 и в копи 152 на пересечении миаскит- и гранит-пегматитов.

Ганит в зоне сахаровидного альбита наблюдается в октаэдрах, иногда с гранями $\{110\}$, в скелетных кристаллах до 9 мм и неправильных зернах. В копи 152 ганит обнаружен в зоне нефелина в мелких до 1 мм кристаллах на стенках полостей и в мелкозернистом ганит-мусковитовом агрегате между кристаллами микроклин-пертита. Ганит темно-зеленый до черного, в сколах темно-зеленый (табл. 27).

III. 9. Галаксит — $(\text{Mn}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2\text{O}_4$, куб. с. (Galaxite)

В России галаксит впервые обнаружен на Среднем Урале в родонитовых породах Малоседельниковского месторождения (Брусницын и др., 1995), а к настоящему времени установлен в

Таблица 25

Химический состав герцинитов и шпинксовых герцинитов из корундовых сиепит-пегматитов Ильменских гор, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	—	—	—				
TiO ₂	0.01	0.04	0.04	не обн.	0.01	не обн.	не обн.
Al ₂ O ₃	53.53	52.07	55.05	51.70	54.34	55.67	55.87
Cr ₂ O ₃	0.05	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.07	0.00
FeO	43.46	41.72	35.26	35.90	34.68	30.33	27.54
MnO	1.96	2.45	3.90	3.80	1.98	0.50	1.75
CoO	—	—	—				
MgO	0.06	0.56	0.62	2.34	0.11	0.89	0.44
CaO	—	—	—				
ZnO	0.48	2.33	4.66	4.09	7.38	12.13	13.55
Сумма	99.55	99.17	99.53	97.83	98.50	99.59	99.15

Примечание. 1 — черная магматическая порода из корундового сиепита-пегматита, кон. 382; 2 — черная герцинитовая оболочка вокруг корунда и сиепита-пегматитовой жилы, кон. 299; 3 — крупные самостоятельные выделения черного герцинита в жиле корундового сиепита-пегматита с кристаллами корунда, кон. 358; 4 — оторочка на кристаллах корунда, кон. 295; 5 — крупные скопления черной шпинели в жиле корундового сиепита, кон. 320; 6 — темно-зеленые выделения из корундово-пегматитового сиепита, кон. 326; 7 — темно-зеленая шпинель из мусковита в жиле корундового сиепита-пегматита, кон. 299; 8 — желтая шпинель из корундовых сиепита-пегматитов, кон. 218. Материалы В. О. Полякова

Таблица 26

**Химический состав герцинитов из вермикулитовых пород
Борзовского месторождения и вулканитов, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5
TiO ₂	0.05	0.03	—	—	0.07
Al ₂ O ₃	58.6	56.4	59.0	50.8	62.72
Cr ₂ O ₃	0.03	0.06	0.15	0.03	0.66
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	2.40
FeO	34.6	35.9	28.6	47.2	31.36
MnO	0.08	0.68	0.55	1.02	0.09
MgO	6.75	6.75	11.7	—	2.74
Сумма	100.11	99.82	100.00	99.05	100.04

Примечание. 1—4 — из парагенезиса биотит, шпинель, магнетит, корунд и плагиоклаз, Борзовское корундовое месторождение (Колесник и др., 1974); 5 — из калиевых базальт-гранитов Тагильского синклинария (Порошин, 1986).

этом же районе на Бородулинском родонитовом месторождении.

Относится к типичным второстепенным минералам среднеуральских родонитовых пород. На Малоседельниковском месторождении он встречается в составе родохрозит-сонолитовой ассоциации, на Бородулинском изредка присутствует в некоторых родохрозит-тефroitовых агрегатах. Галаксит представлен мелкими (0.01—0.5 мм) округлыми зёрнами, которые находятся в виде включений в кристаллах сонолита, аллеганита, тефроита, родохрозита и алабандина, а также изредка наблюдаются в интерстициях между индивидами перечисленных выше минералов. Встречаются как отдельные зёрна галаксита, так и их короткие цепочки. Количество галаксита может быть различным, в некоторых шлифах обнаружены лишь единичные зёрна этого минерала, в других они составляют до 2—7 % от объема породы. Иногда выделения галаксита с периферии замещаются келлиитом.

Галаксит в шлифах красновато-желтый, оранжевый; порошок фракции 0.02—0.05 мм имеет густую красно-бурю окраску. Оптический спектр изученного галаксита характеризуется наличием трех полос поглощения (520, 625 и 695 нм) различной интенсивности. Основной цветовой тон этого минерала обуславливает широкая интенсивная полоса с максимумом 520 нм. Сходная конфигурация спектров поглощения отмечается у

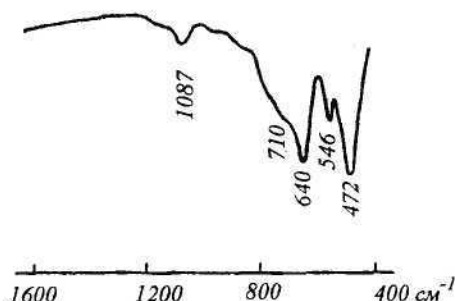
Таблица 27

Химический состав габитов из Ильменских гор, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	—	—	—	—	—	0.24	—
TiO ₂	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	—	не обн.
Al ₂ O ₃	55.55	55.04	55.32	57.40	55.85	58.36	57.51
Cr ₂ O ₃	не обн.	не обн.	не обн.	0.02	не обн.	—	0.05
FeO	18.14	4.91	5.20	2.95	5.21	1.45	9.85
MnO	1.63	0.41	0.24	0.99	0.36	0.15	0.72
MgO	0.02	не обн.	не обн.	не обн.	не обн.	0.07	0.01
CaO	—	—	—	—	—	0.90	—
ZnO	23.69	39.01	40.03	39.63	40.13	38.94	31.92
Сумма	99.03	99.37	100.79	100.99	101.55	100.11	100.06

Примечание. 1 — из мусковитовых агрегатов микситового пегматита, кон. 120; 2 — из жилы амфиболитового пегматита, кон. 62; 3 — то же, кон. 112; 4 — светло-зеленый габит из жилы редкометаллического безамфиболитового пегматита, кон. 255; 5 — из жилы амфиболитового пегматита, кон. 69; 6 — то же, кон. 62; 7 — из жилы редкометаллического безамфиболитового пегматита, кон. 232. Аи. 1—4 — материалы В. О. Полякова, 5 — (Бакин, 1965), 6—7 — материалы И. К. Клейкова.

Рис. 12. ИК-спектр галаксита. Spеrcord-75IR, таблетка с КВг. Аналитик Н. В. Чуканов, Институт химической физики РАН в Черноголовке



многих других марганцевых минералов (Платонов, 1976). В шлифах галаксит легко узнается: он изотропен, имеет характерную окраску (все минералы родохрозит-сонолитовой ассоциации, кроме галаксита, келлиита и алабандина, в проходящем свете бесцветны) и высокому показателю преломления, равному 1.845(3). Минерал не растворяется в соляной и плавиковой кислотах. Конфигурация ИК-спектра малоседелниковского галаксита (рис. 12) типична для минералов группы шпинели. В спектре присутствуют полосы с частотами 1087, 710, 640, 546, 472 см⁻¹ (наиболее интенсивные линии 640, 546 и 472 см⁻¹). Эти линии занимают промежуточное положение между частотами полос ИК-спектров алюмо- и ферришпинелидов.

Наиболее близкие к галакситу частоты полос ИК-спектра отмечаются у герцинита.

Химический состав малоседелниковского галаксита по данным микрозондового анализа (РЭМ SEM-501B со спектрометром EDAX-6100, аналитик А. Р. Нестеров) следующий (среднее из 7 анализов, мас. %): SiO₂ 0.11, Al₂O₃ 56.65; V₂O₃ 0.31; Fe₂O₃ 2.21; FeO 0.72; MnO 39.96; MgO 0.02, сумма 99.98. Эмпирическая формула имеет вид: (Mn_{0.98}Fe²⁺_{0.02})_{1.00}(Al_{1.94}Fe³⁺_{0.05}V_{0.01})_{2.00}O₄.

В анализе соотношение количеств двух- и трехвалентного железа рассчитано по суммарной концентрации этого элемента с учетом нормального для минералов группы шпинели отношения катионов R²⁺:R³⁺ = 1:2.

Состав изученного минерала отличается от состава галаксита из других месторождений отсутствием титана и наиболее низкими концентрациями магния и железа. В нем также отмечаются незначительные примеси кремния и ванадия.

Порошковая рентгенограмма малоседелниковского минерала соответствует данным для галаксита из других месторождений и его синтетического аналога (табл. 28).

Расчет рентгенограмм галаксита

1		2		
l	d, Å	l	d, Å	hkl
62	2.912	75	2.90	220
100	2.483	100	2.474	311
20	2.059	30	2.051	400
5	1.887	4	1.882	331
18	1.680*	18	1.675	422
42	1.584	50	1.579	511
50	1.455	40	1.450	440
5	1.302	6	1.297	620
8	1.255	9	1.251	533
5	1.100	8	1.096	642
10	1.072	15	1.068	731
4	1.0292	7	1.0255	800
3	0.9702	6	0.9670	822
9	0.9508	12	0.9474	751
3	0.8776	3	0.8745	664
9	0.8626	13	0.8600	931
15	0.8394	20	0.8373	844
8	0.8074	10	0.8045	10.2.0
17	0.7956	25	0.7931	951
3	0.7921	4	0.7899	10.2.2

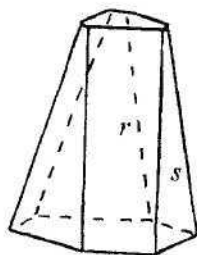
Примечание. 1 — Малоседейниковское месторождение; условия съемки: дифрактометр ДРОН-2.0, $\text{CuK}\alpha$ -излучение, внутренний эталон — кремний, рефлексы с интенсивностью 1 и 2 не приведены. 2 — синтетический галаксит (JCPDS, N 29—880).

Параметр a_0 элементарной ячейки галаксита, рассчитанный методом наименьших квадратов по положению 6 наиболее интенсивных отражений, равен 8.232(1) Å.

III. 10. Хегбомит — $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_2(\text{Al}, \text{Ti})_5\text{O}_{10}$, гекс. с. (Hogbomite)

Хегбомит на Урале установлен В. С. Мясниковым (Молева, Мясников, 1952) в 1952 г. на Кусинском месторождении, а позже описан О. В. Карповой (1974) на Копанском, как продукт распада сплошных ортомагматических титаномагнетитов. Указывается в ортомагматических и метаморфизованных титаномагнетитах, жилах перекристаллизации, высокотемпературных метасоматитах и осадочных бокситах. В остатках от растворения ти-

Рис. 13. Кристалл хегбомита из копей Назымских гор (Минералы, 1960): $r|10\bar{1}1|$, $s|02\bar{2}1|$.



тано-магнетитовых руд хегбомит наблюдается в виде мелких до 0.05 мм пластинчатых кристаллов гексагонального или тригонального облика, бурого цвета, в ассоциации или в сростании со шпинелью (рис. 13). Определен по форме кристаллов, плеохроизму (Nr — светло-желтый, Ng- темно-бурый) и двупреломлению (0.030). В метаморфизованных рудах Кусинского месторождения хегбомит, по В. С. Мясникову (Молева, Мясников, 1952), развит в виде мелких пластинок гексагонального, реже тригонального облика, до 0.5—1.5 мм в поперечнике. В шлифах бурый, с плеохроизмом; светло-бурый по Nr и темно-бурый по Ng: $n_g - n_p = 0.038$. Часто полисинтетически sdвойникован. Всегда в ассоциации с плеонастом, магнетитом и ильменитом или замещает плеонаст. Подтвержден химическим анализом (табл. 29).

В образцах из минеральных копей Назымских гор (из коллекции Минералогического музея АН СССР) В. С. Мясниковым ди-

Таблица 29

Химический состав уральских хегбомитов, мас. %

Компонент	1	2	3
TiO ₂	5.08	5.20	5.12
Al ₂ O ₃	61.46	62.68	56.67
Cr ₂ O ₃	1.04	Не обн.	Не обн.
Fe ₂ O ₃	8.28	8.32	9.32
FeO	10.30	11.65	8.41
MnO	0.06	0.16	0.80
MgO	13.07	12.16	9.07
ZnO	1.12	Не обн.	11.12
Сумма	100.41	100.17	100.51
Плотность, г/см ³	3.821	3.817	—
n_g	1.850	1.850	1.837
n_p	1.812	1.812	1.809

Примечание. 1 — из амфиболитов Кусинского месторождения; 2 — друзовый агрегат с клинохлором из коллекции Минералогического музея АН СССР; 3 — друза кристаллов с клинохлором. Назымские горы (Молева, Мясников, 1952).

агностирован хегбомит в друзовом агрегате с клинохлором. Хегбомит в виде кристалла размером $6 \times 2 \times 8$ см имеет гексагональный облик. Совершенная спайность по базопинаккиду и, возможно, по ромбоэдру с углом 110° . Цвет кристаллов буровато-черный, твердость около 6.5, излом раковистый. Оптические свойства хегбомита описаны в табл. 28, ан. 2. Указывается без диагностических признаков в парагенезисе с ильменитом и плеонастом в метасоматических зонах Борзовских корундовых плагиоклазитов (Колесник и др., 1974). Возможно, что к хегбомиту близок "таосит" из черных бобовин Западно-Убаганского бокситового месторождения, имеющий в шлифах желто-зеленый цвет с $n = 1.700$ и большими, чем у корунда, межплоскостными расстояниями (Бенеславский, 1963).

Хегбомит цинкистый установлен В. А. Молевой и В. С. Мясниковым (1952) в одной из копей Назямских гор в парагенезисе с цинкистой шпинелью и эпидотом по трещинам в хлоритовой породе. Хегбомит образует каймы вокруг кристаллов шпинели и пластинки бурого цвета, а также мелкую вкрапленность (0.0n мм) в хлоритовой породе в ассоциации с магнетитом, эпидотом и апатитом, иногда реликтами шпинели. Содержание ZnO до 11.12 мас. %.

IV. ОКСИДЫ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИТТРИЯ

В указанную группу объединены церианит, фергусонит, церофергусонит, самарскит, иттротанталит, эшинит, иттроэшинит, ториевый эшинит, эксенит и ферсмит.

IV.1. Церианит — CeO_2 , куб. с. (Cerianite)

Предположительно церианит указан Н. В. Свяжиным (1965) среди продуктов изменения лессингита из Мочалина лога на Среднем Урале в виде листоватых желтых агрегатов. Вместе с тем на рентгенограммах многих прокаленных уральских ортитов и чевкинитов выявляется кубическая фаза CeO_2 с параметром элементарной ячейки, близким к параметру церианита.

Не исключено, что в некоторых случаях здесь происходит восстановление структуры метамиктного церианита, а не окисление измененных разностей этих минералов до двуокиси церия, как это происходит, например, в бастнезите (Свяжин, 1965а).

IV.2. Фергусонит-(Y) — YNbO_4 , тетр. и мон. с. (Fergusonite-(Y))

Фергусонит чаще всего метамиктный, морфологическая симметрия тетрагональная. При прокаливании до 800°C дает тетрагональную фазу, а выше — моноклинную. Впервые на Урале установлен Г. П. Черником (1921) при изучении материала, добытого из отвалов Блюмовской копи Ильменского заповедника Радиевой экспедицией Академии наук (Барсанов, 1949). Им же произведен первый химический анализ уральского фергусонита. После этого установлен в пегматитах Адуя (Барсанов, 1945).

Находка анизотропного фергусонита Е. И. Нефедовым (1956) в пегматитах Слюдорудника послужила началом всестороннего рентгеновского исследования этого минерала (Комков, 1957). Как акцессорный минерал, фергусонит отмечен в гранитах Кочкарского района (Барсанов, 1945; Львов, 1965) и Среднего Урала (Попова и др., 1988).

Кристалломорфология уральского фергусонита изучена на ильменском материале (Поляков и др., 1980); охарактеризованы

закономерные ориентированные сростания его с минералом группы пироклора и колумбитом (Поляков, 1982а; Поляков, Нишанбаев, 1990). В качестве акцессорного минерала фергусонит отмечен в гранитоидах Северного Урала в виде продолговатых или клиновидных зерен размером до 1—2 мм. Встречен в биотитовых альбитизированных гранитах, образующих пластообразное тело мощностью до 500—600 м, залегающее на контакте между толщами метаморфических сланцев и габбро-диабазов (Апельцин и др., 1967). С фергусонитом ассоциируют лепидомелан, циркон, ортит, монацит, ксенотим, флюорит, ильменит, торит, ильменорутит и молибденит. Цвет фергусонита темно-желтый или бурый. В тонких осколках просвечивает и имеет красно-бурый цвет. Излом мелкокоравистый, блеск жирный. Изотропен, $n = 2.00$. Рентгенограмма прокаленного до 1000 °С материала соответствует рентгенограмме α -фергусонита (Голдин, Маркова, 1963). Встречен фергусонит также в измененных гранитах Мань-Хамбо и Неройско-Патокского района (Юшкин и др., 1986).

Наибольшее число находок акцессорного фергусонита на Урале относится к гранитным пегматитам. В настоящее время, помимо известных пегматитовых жил с фергусонитом в Адуе, установлен в некоторых новых жилах на Среднем Урале и в Ильменском заповеднике. На Среднем Урале фергусонит установлен в жиле гранитного пегматита Зенковского массива (Попова и др., 1988). Она расположена на северном берегу Белоярского водохранилища. Мощность жилы до 4 м, длина около 30 м, простирание 330°. Жила имеет зональное строение со сменой зон от периферии к центру: 1) графический кварц-микроклиновидный пегматит с мусковитом, гранатом, магнетитом; 2) графический двуполевошпатовый пегматит с этими же минералами, мощность до 0.5 м; 3) блоковый двуполевошпатовый гранитный пегматит с редкометальной минерализацией, мощность до 1 м; 4) кварцевое ядро, мощность до 1 м. Фергусонит приурочен к блоковой части пегматитового тела, где имеет индукционные поверхности одновременного роста с циртолитом, ксенотимом, монацитом, колумбитом, самарскитом, апатитом и магнетитом. Кристаллы фергусонита (рис. 14 а) достигают в длину 5 см и огранены формами $z\{152\}$, $c\{001\}$, $s\{011\}$, $x\{121\}$ (установка рентгеновская). Цвет фергусонита зеленовато-бурый, измененные участки желтовато-зеленые.

В Ильменских горах фергусонит установлен в жилах поздних гранитных пегматитов, залегающих в фенитах контактового

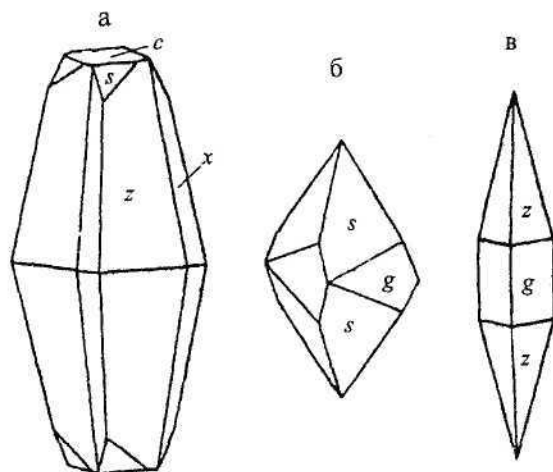


Рис. 14. Кристаллы уральского фергусонита:

а — из гранитных пегматитов Зенковского массива (Попова и др., 1988); б, в — соответственно из корундовых сленит-пегматитов копи 298 и гранитных пегматитов копи 368-V Ильменского заповедника (Полякова и др., 1980). Формы (и установке А. И. Калкова, 1957): с{001}, g{150}, s{011}, z{152}, x{121}

ореола миаскитовых массивов копи 368-V, 198, 399, 378—1, и в некоторых жилах амазонитовых пегматитов (коп 57) (Поляков и др., 1988а; Поляков, Щербакова, 1981). В жилах первого типа фергусонит также приурочен к блоковым зонам, хотя размеры пегматитовых тел в них меньше, чем на Среднем Урале. Чаще всего фергусонит здесь ассоциирует с минералами группы пироклора, с которыми дает ориентированные срастания (Поляков, 1982а).

Фергусонит, встречающийся в жиле гранитного пегматита копи 198 в виде желтовато-бурых кристаллов с хорошо развитыми гранями призмы $g\{150\}$, слабо развитыми гранями дипирамиды $s\{011\}$ и базопинакоида $c\{001\}$, нередко образует ориентированные срастания с октаэдрическими кристаллами пироклора (рис. 15). Размеры сростков достигают 1 см. Ввиду неровностей граней кристаллов, вызванных, вероятно, метамиктным распадом, точные измерения произвести не удалось. Однако совпадение оси L_4 фергусонита с одной из осей октаэдра бетафита заметно по перпендикулярности четырех ребер октаэдра бетафита ребрам между гранями призмы фергусонита. Другие две оси L_4 октаэдра лежат в плоскостях, заданных нормальными к граням формы $s\{011\}$ фергусонита, наклон горизонтального ребра ок-

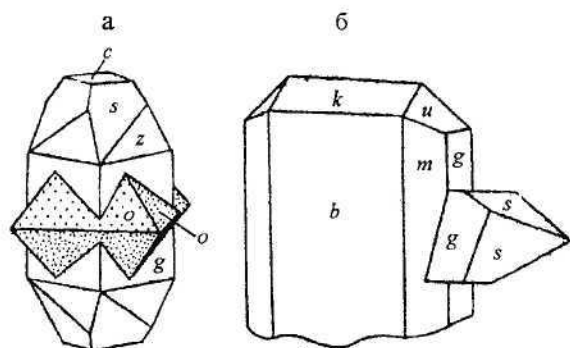


Рис. 15. Ориентированные сростания фергусонита с бета-фитом (а) и колумбитом (б). Формы бета-фита — $o\{111\}$, колумбита — $b\{010\}$, $m\{110\}$, $g\{130\}$, $k\{011\}$, $u\{111\}$, фергусонита — те же, что и на рис. 12

таэдра бетафита к грани $g\{150\}$ фергусонита составляет 34° . Параметр a_0 бетафита (10.27—10.37 Å) практически равен удвоенному параметру a_0 тетрагонального фергусонита (5.15—5.18 Å), и ориентировка этих кристаллографических направлений в данном сростании совпадает. Параметр c_0 фергусонита (10.77—10.96 Å) тоже мало отличается от a_0 бетафита. Параметры элементарных ячеек фергусонита и бетафита из сростаний не определены, так как оба минерала рентгеноаморфны. Химический состав фергусонита приведен в табл. 30 и 31.

Фергусонит довольно распространен в корундовых сиенит-пегматитах Ильменских гор и изредка встречается в мусковитовых сиенит-пегматитах с монацитом (копь 49) (Поляков и др., 1988а). В корундовых сиенит-пегматитах копей 298, 334, 349 фергусонит имеет черный или темно-коричневый цвет и почти дипирамидальные кристаллы с развитием форм $s\{011\}$. Кристаллы фергусонита достигают в длину 8 мм, находятся обычно в плагиоклазе, в ассоциации с биотитом, корундом, но чаще всего с колумбитом, с которым иногда образуют ориентированные сростки (копь 334).

В сростании ось $[001]$ фергусонита совпадает с взаимно перпендикулярными осями $[100]$ и $[010]$ колумбита. По этим направлениям наблюдаются достаточно близкие или кратные близким параметры элементарных ячеек обоих минералов.

Кроме того, при такой взаимной ориентировке обнаруживается почти полное совпадение в расположении части атомов ниобия в структурах этих минералов.

Фергусонит является редкометалльным акцессорным минералом альбититов Полярного Урала, где он представлен тремя генерациями (Апельцин и др., 1967; Попова, 1976).

Таблица 30

Химический состав фергусонита из пегматитов Урала, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
TR_2O_3	40.63	42.60	30.92	38.57	49.72	44.0
Nb_2O_5	47.12	51.56	45.23	43.90	45.88	41.95
Ta_2O_5	5.10	2.50	0.20	0.30	0.25	
ThO_2	—	—	10.73	9.52	3.72	6.64
UO_3	3.22	—	3.22	0.50	4.75	Не опр.
TiO_2	—	0.50	1.45	0.90	0.75	1.11
SiO_2	—	0.14	0.60	0.57	0.40	1.30
Fe_2O_3	—	—	0.40	0.30	0.61	0.50
FeO	0.71	0.36	—	—	—	—
CaO	1.96	1.40	3.87	2.32	1.35	1.40
MgO	0.05	—	—	—	—	0.24
MnO	0.13	—	0.23	0.13	0.25	0.14
Na_2O	—	—	0.20	0.20	0.20	Не опр.
H_2O	—	—	0.20	0.20	0.20	Не опр.
H_2O^+	—	0.22	1.58	1.98	Не опр.	Не опр.
П. п. п.	—	—	—	—	—	2.93
Сумма	98.92	99.28	98.83	99.39	108.08	100.21

Примечание. 1 — гранитный пегматит, коп. 50; 2 — гранитный пегматит, Слюдорудник, 0.93 мас. % ZrO_2 (Нефедов, 1956); 3, 4 — то же, коп. 198 и 368-V соответственно; 5 — корундовый селенит-пегматит, коп. 298; 6 — мусковитовый селенит-пегматит, коп. 49; 1, 3—6 — Ильменские горы, анализ Д. Ф. Ваксенова.

Таблица 31

Состав РЗЭ уральских фергусонитов, мас. %

Компонент	2	3	4	5	6	10	11
La	0.6	0.6	3.0	0.5	3.3	1.2	0.4
Ce	1.3	8.0	13.4	2.8	11.0	8.1	1.1
Pr	—0.2	2.1	0.4	2.11.6	0.2		
Nd	0.6	12.7	12.0	2.8	10.2	8.9	3.9
Sm	0.6	4.84.6	2.9	4.6	2.6	4.3	
Eu	0.1	7.2	5.6	4.2	—	—	—
Gd	3.4				6.0	3.8	7.1
Y	—				41.7	55.7	59.8
Tb	0.6	50.8	45.5	65.9	—	—	—
Dy	9.9				5.8		6.7
Ho	5.1	2.2	2.3	1.9	2.0	2.4	2.1
Er	24.7	6.3	5.1	6.4	5.1	5.9	6.1
Tm	3.4	1.3	2.4	0.9	1.9	2.3	1.7
Yb	45.3	5.2	3.4	7.7	4.4	5.8	5.8
Lu	4.5	0.5	0.6	0.5	1.8	1.9	0.7
Сумма TR_2O_3	42.60	30.92	38.57	39.72	44.0	36.10	36.48

Примечание. 2 — гранитный пегматит, Свердловский (Наседов, 1956); 3—4 — гранитный пегматит, кон. 198 и 368-У соответственно; 5 — корундовый спелит-пегматит, кон. 298; 6 — мусковитовый спелит-пегматит, кон. 49; 7 — сорудовый спелит-пегматит, кон. 295; 8 — гранитный пегматит, Зыковский массив (Попова и др., 1988). Анализы Т. И. Давыдова (ан. 2), Л. Ф. Баженова (ан. 3—11). Номера анализов 2—6 соответствуют номерам в табл. 30.

Химический состав фергусонитов Полярного Урала, мас. %

Компонент	1	2	3
Na ₂ O	—	—	0.45
K ₂ O	—	—	0.40
MgO	0.22	—	—
CaO	2.25	—	—
MnO	—	—	—
FeO	—	—	—
PbO	0.29	—	0.84
ZnO	0.11	—	0.078
Al ₂ O ₃	0.47	4.00	3.84
Fe ₂ O ₃	0.29	1.18	10.32
TR ₂ O ₃	45.09	35.92	11.95
SiO ₂	1.04	8.48	5.88
TiO ₂	—	0.56	0.02
ZrO ₂	—	—	—
SnO ₂	0.21	—	—
ThO ₂	1.23	0.55	8.57
UO ₃	0.37	0.63	2.48
Nb ₂ O ₅	43.96	45.66	43.96
Ta ₂ O ₅	0.80	3.16	8.97
H ₂ O+	0.97	0.50	2.53
F	—	—	—
Сумма	97.30	100.64	—
Плотность, г/см ³	5.70	5.20	4.72

Фергусонит I характерен для микроклиновых разностей альбититов, где образуется в конце стадии микроклинизации в виде идиоморфных длиннопризматических кристаллов длиной до 2—3 мм. Цвет от светло-коричневого до черного; колумбитизированные индивиды имеют пятнистую окраску.

Плотность 4.5—5.7. Кристаллический, местами имеет зональное строение с метамиктными ядрами. Представлен α -модификацией (табл. 32).

Фергусонит II образует изометричные выделения медово-желтого и густо-желтого цвета. Метамиктный, рентгеноаморфный; после прокаливании свыше 900 °С дает рентгенограмму моноклинного фергусонита. Плотность 4.32—5.20. Наиболее распространен в слюдяных микроклиновых альбититах в ассоциации с кварцем, слюдой, флюоритом, касситеритом.

Фергусонит III отмечается в эгирин-микроклиновых альбититах, где развит в виде тонкопризматических кристаллов размером до 1 мм в поперечнике. Цвет буроватый и красновато-черный. Химический состав сильно отличается от состава обычного фергусонита очень высоким содержанием железа и низким содержанием редких земель и по составу очень близок самарскиту.

Типоморфизм и типохимизм фергусонита исследованы на материале из Ильменских гор. Для корундовых сиенит-пегматитов характерны почти дипирамидальные кристаллы фергусонита, в то время как для гранитных — столбчатые кристаллы (см. рис. 14). Фергусонит из гранитных пегматитов значительно светлее фергусонита из корундовых сиенит-пегматитов. Наряду с морфологическими различиями фергусонитов из разных пегматитов обнаружились отличия и в химическом составе. Так, в фергусоните из корундовых сиенит-пегматитов копи 298 содержится примерно в 2.5 раза меньше ThO_2 , чем в фергусонитах гранитных пегматитов копей 368-V и 198 (см. табл. 30). Фергусонит из мусковитовых сиенит-пегматитов занимает промежуточное по содержанию ThO_2 положение между фергусонитами гранитных и корундовых пегматитов. В составе редких земель (см. табл. 31) наиболее заметна разница в содержании редкоземельных элементов цериевой подгруппы, которых примерно в 2 раза меньше в фергусоните из корундовых сиенит-пегматитов. Состав РЗЭ фергусонита мусковитовых сиенит-пегматитов также занимает промежуточное положение между фергусонитами гранитных и корундовых пегматитов.

Фергусонит (?) вольфрамсодержащий установлен Д. Н. Литовско в виде удлинённых зерен размером менее 0.2 мм красновато-оранжевого цвета в протолочках из грейзенизированных гранитов Малопаюкского Ве-проявления. Его сопровождают пирит, молибденит, эпидот, висуитин, вольфрамит, самородный висмут. Состав, определённый на микрозонде, мас. %: Nb_2O_5 40.70; Ta_2O_5 2.02; WO_3 7.66; UO_2 3.30; ThO_2 0.52; TiO_2 1.35; Ce_2O_3 0.42; Y_2O_3 19.09; FeO 0.67; MnO 0.18; CaO 3.37; сумма 76.28. Cr, La, Sb, Na, Mg, Si не обнаружены. Низкая сумма, возможно, обусловлена заметными содержаниями Pb, Ba, Sr, которые не определялись, но характерны для тантало-ниобатов и отмечаются спектральным анализом в породах в заметных количествах. Поскольку рентгенометрические исследования не проводились, то минерал отнесен к фергусониту условно, на основании высокого содержания иттрия и низких урана, кальция, тория.

IV.3. Фергусонит-(Ce) — CeNbO_4 , мон. с. (Fergusonite-(Ce))

Цериевый фергусонит впервые установлен на Урале в Ильменских горах Б. А. Макаровичным в 1960 г. в отвалах рогово-обманковой копи 13 в ассоциации с роговой обманкой, флогопитом и акцессорными рутилом, цирконом, монацитом, кварцем (Макарович и др., 1965). В аналогичной ассоциации он найден в районе копи 15 в канаве, расположенной в 100 м к северо-западу от копи 13 и в карбонатных прожилках, секущих флогопит-оливиновые породы в районе копи 97, в ассоциации с хромовомagneзиевым чевкинитом (Недосекова и др., 1986). Таким образом, цериевый фергусонит в Ильменских горах встречен в двух различных минеральных ассоциациях, связанных с флогопит-роговообманковыми жилами.

Тело пегматита копи 13 сложено преимущественно роговой обманкой эденитового состава с подчиненным количеством флогопита. Среди акцессорных минералов наиболее распространены монацит, торит и циркон.

Фергусонит здесь встречался в виде зерен неправильной формы, мелких кристаллических агрегатов, а иногда искаженных кристаллов, напоминающих ромбическую призму, размером до 1.5×0.8 см. Кристаллографические формы не определены. Состав РЗЭ фергусонита копи 13 приведен в табл. 33. Рентгеновское исследование прокаленного до 1000°C цериевого фергусонита обнаружило моноклинную фазу с параметрами $a_0 = 5.137$; $b_0 = 11.21$; $c_0 = 5.445 \text{ \AA}$; $\beta = 94^\circ 24'$, хотя морфологически кристаллы цериевого фергусонита из обеих минеральных ассоциаций тетрагональны (рис. 16). Вместе с тем на них наблюдаются многие формы, не отмеченные на кристаллах обычного фергусонита: $l\{250\}$; $u\{232\}$; $t\{6.7.12\}$.

Химический состав ильменского фергусонита-Ce из копи 13, мас. %: TiO_2 4.25; SnO_2 0.29; Nb_2O_5 41.18; Ta_2O_5 0.44; Al_2O_3 0.21; Fe_2O_3 0.62; HgO 0.06; CaO 0.69; PbO 0.19; ThO_2 12.88; CeO 9.26; $(\text{La}-\text{Nd})_2\text{O}_3$ 12.93; $(\text{Y}, \text{Tb}-\text{Eu})_2\text{O}_3$

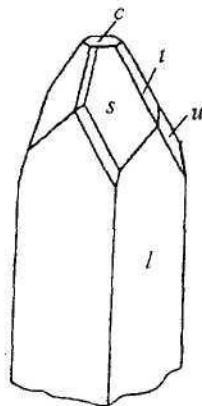


Рис. 16. Кристалл цериевого фергусонита из Ильменских гор: $c\{001\}$; $l\{250\}$; $u\{232\}$; $t\{6.7.12\}$

Содержание РЗЭ (мас. %) и состав (% от суммы) в цериевых фергусонитах Ильменских гор

Компонент	1	2	3
Сумма TR_2O_3	29.77	30.64	33.72
La	9.9	10.7	5.8
Ce	35.3	34.9	35.8
Pr	6.4	7.3	7.3
Nd	20.1	18.6	22.6
Sm	5.0	4.3	8.0
Cd + Eu	4.5	5.2	5.8
Tb + Y	11.1	13.0	0.6
Dy	4.3	2.3	5.8
Er	3.3	3.6	3.7

Примечание. 1 — район копи 15; 2 — район копи 97; 3 — копи 13. Аналитик Л. Ф. Баженова.

11.96; п. п. п. 3.17; H_2O 0.99; сумма 99.12 (Макаровичкин и др., 1965).

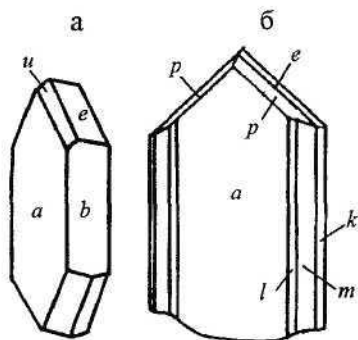
Цвет фергусонита-(Ce) красный, реже бурый. Минерал изотропен и рентгеноаморфен.

IV.4. Самарскит — $(Y, Fe, U)Nb_2O_6(?)$, мон. с. (Samarskite)

Самарскит впервые обнаружен и описан в Ильменских горах. Первым сообщением о находке этого минерала следует считать отчет о деятельности разведочных "цветных" партий за 1837 год, где говорится, что при углублении одной из топазовых копей, содержащих большое количество монацита, встречены кристаллы эшинита, отличающиеся формой кристаллов от ранее известных эшинитов (Об успехах..., 1837). По описанию кристаллы того "эшинита" сходны с кристаллами самарскита Блюмовской копи 50 Ильменского заповедника, где добывались топазы и имеется в большом количестве монацит. Таким образом, годом первой находки самарскита следует считать 1837 г. В 1839 г. этот минерал описан Густавом Розе под названием "уранотантал". Однако более или менее качественный химический анализ был произведен Перетцем и Ворнумом под руководством Гейнриха Розе в 1847 г., который и предложил изменить название минерала-

Рис. 17. Кристаллы самарскита из Ильменских гор:

а — по И. Б. Ауэрбаху; б — по В. В. Полякову. Формы: а{100}, б{010}, м{110}, к{120}, л{320}, е{011}, р{122}, в{111}



ла, так как химическим анализом тантал в минерале не обнаружен. Взамен названия, уже не соответствующего химической природе минерала, он предложил название “самарскит” в честь тогдашнего начальника штаба корпуса горных инженеров генерал-майора Василия Евграфовича Самарского, “благодаря благосклонности которого предоставлено было в мое распоряжение значительное количество минерала, давшее мне возможность завершить эту работу” (Кокшаров, 1851—1855). Затем на протяжении более ста лет Блюмовская копь — место первой находки — считалась единственным достоверным месторождением самарскита не только в Ильменах, но и в России. Исследования в этот период сводились к уточнению химического состава минерала и изучению ориентированных сростаний самарскита с колумбитом — “оннеродита” (Барсанов, 1949).

Помимо Блюмовской копи самарскит был обнаружен в жилах древних гранитных пегматитов (копь 150 и др.), в жилах корундовых сиенит-пегматитов (копь 333 и др.) Ильменских гор, а также в других районах Урала. Химический состав самарскитов изучался Б. А. Макаровичиным и К. А. Гонибесовой (Макаровичкин, 1982). Им же установлены в Ильменских горах хлопнинит (Макаровичкин, 1978) и ишикаваит (Макаровичкин, 1972). Последние химические анализы самарскита произведены Л. Ф. Баженовой и Г. Е. Черепивской (Поляков и др., 1988а).

Чаще всего самарскит встречается в виде кристаллов с неровными гранями, по-видимому, вследствие перехода минерала в метамиктное состояние. Известны кристаллы размером от 1 мм до 10 см. Кристаллы ильменского самарскита впервые измерены и вычерчены И. Б. Ауэрбахом (рис. 17 а). Весьма характерны ориентированные сростания его с колумбитом, называемые оннеродитом и детально описанные Д. П. Григорьевым (1945) (рис. 18 а). В последнее время измерены кристаллы самарскита и ориентированные сростания их с кристаллами колумбита из корундовых сиенит-пегматитов. В результате обнаружены новые кристаллогра-

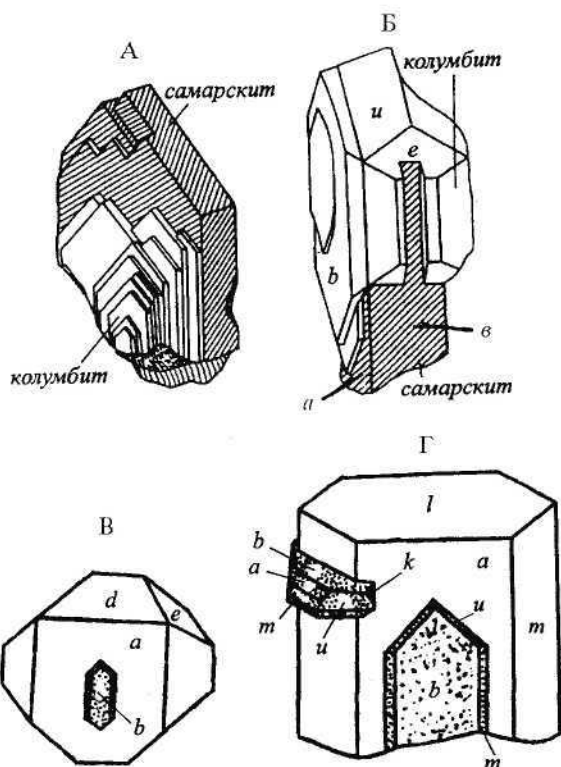


Рис. 18. Ориентированные сростания самарскита и колумбита из Ильменских гор.

А, Б — по Д. П. Григорьеву (1945); В, Г — по В. О. Полякову и др. (1980). Формы колумбита: $b\{010\}$, $m\{110\}$, $g\{130\}$, $k\{011\}$, $u\{111\}$

фические формы самарскита и новый тип ориентированных сростаний с колумбитом (Поляков, 1978).

В Ильменских горах самарскит установлен в амазонитовых пегматитах Блюмовской копи в ассоциации с колумбитом, монацитом, малаконом, гранатом, биотитом в форме кристаллов и ориентированных сростаний с колумбитом в полевом шпате. Установлены индукционные поверхности соприкосновения между самарскитом, полевым шпатом и колумбитом. Ассоциация самарскита с амазонитом в копи 50 крайне редка. Кроме Блюмовской копи самарскит установлен во внешних зонах жил амазонитовых пегматитов копей 77, 85, 395 и др.

В литературе имеется 17 химических анализов самарскита Блюмовской копи. В табл. 34 приведены только последние.

В корундовых сиенит-пегматитах Ильменских гор самарскит впервые описан и проанализирован Б. А. Макаровичем. Установлен также в ассоциации с колумбитом и монацитом, сингенетичной с внешними зонами роста кристаллов корунда (Жданов и др., 1978). Найден также в подобной ассоциации и в корундовых сиенит-пегматитах Потаниных гор.

Морфология кристаллов всех этих образований почти одинакова — кристаллы вытянуты по [001] и сильно уплощены по (100) (см. рис. 17 б). Исключение составляет лишь самарскит Блюмовской копи, где кристаллы в сечении по (001) почти изометричны. Цвет неизмененного самарскита смоляно-черный, блеск смоляной, черта бурая, в тонких осколках просвечивает. Излом раковистый, твердость 5—6.5. Темно-коричневый продукт изменения самарскита после прокаливании дает фазу с самарезитовой структурой, что характерно для большинства самарскитов Ильменских гор.

Химический состав самарскита из жилы амазонитового пегматита Блюмовской копи и жилы древнего гранитного пегматита копи 150 практически одинаков. Химические составы самарскитов из корундовых сиенит-пегматитов также близки и характеризуются высоким содержанием тория.

Состав РЗЭ самарскитов определялся в разных лабораториях разными методами, поэтому данные трудно сопоставимы между собой (табл. 35). Тем не менее, качественные различия в составе РЗЭ самарскитов разных типов пегматитов хорошо заметны. Так, для самарскита (ишикавайта) из гранитного пегматита в гипербазитах (копь 227) характерны высокие содержания диспрозия и гадолиния. В то же время в самарските из древних гранитных пегматитов копи 150 содержания церия, неодима, итербия вдвое больше, чем в самарските копи 227. Анализы самарскитов из гранитных пегматитов лучше пересчитываются на формулу AB_2O_6 , в то время как самарскиты корундовых сиенит-пегматитов — на формулу ABO_4 (Поляков и др., 1988а).

Помимо ильменогорско-вишневогорского комплекса акцессорный самарскит достоверно установлен в гранитоидах Полярного Урала (Апельцин и др., 1967) и в гранитных пегматитах Слюдорудника (Лутц, Минеев, 1967). В гранитоидах Полярного Урала самарскит встречен в составе пегматоидных, существенно микроклиновых обособлений среди микроклино-

Химический состав самарскита из Ильменских гор, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Nb ₂ O ₅	32.02	38.39	43.73	51.65	43.32	48.69	42.40	46.40
Ta ₂ O ₅	11.18	10.86	5.52	—	7.32	3.28	6.17	0.50
TiO ₂	0.68	Следы	3.28	3.21	4.49	3.09	4.67	1.60
UO ₂	—	—	11.79	15.21	10.04	16.87	He onp.	He onp.
UO ₃	11.23	—	—	—	—	He onp.	—	22.85
U ₃ O ₈	—	10.02	—	—	2.65	—	12.92	—
Fe ₂ O ₃	2.13	0.03	—	—	—	4.70	11.42	9.83
FeO	11.15	12.21	11.00	10.20	9.85	5.21	—	He onp.
MgO	0.41	0.01	0.22	—	0.22	0.07	—	—
MnO	0.69	—	2.10	0.78	1.26	0.93	0.47	0.68
CaO	0.51	0.42	0.24	—	0.36	1.11	1.27	0.28
SnO ₂	0.79	0.08	—	—	—	0.04	—	He onp.
WO ₃	1.41	0.02	He onp.	He onp.	He onp.	He onp.	He onp.	He onp.
ThO ₂	1.73	3.29	5.72	2.69	4.29	0.82	6.84	6.95
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	14.37	—	9.45
Ce ₂ O ₃	0.25	4.06	—	—	—	He onp.	—	He onp.
CeO ₂	—	—	0.86	0.54	0.71	He onp.	0.74	He onp.
La ₂ O ₃	0.37	—	—	—	—	He onp.	—	He onp.
(La,Pr) ₂ O ₃	—	—	2.12	5.12	1.56	He onp.	2.37	He onp.
Dy ₂ O ₃	1.56	—	—	—	—	He onp.	—	He onp.

Окончание табл. 34

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Y_2O_3	7.83	12.56	9.54	—	—	He опр.	—	He опр.
$(Y,Er)_2O_3$	—	—	1.84	9.83	12.25	He опр.	10.52	He опр.
Er_2O_3	13.37	—	—	—	—	He опр.	—	He опр.
PbO	0.15	—	—	0.48	0.29	—	0.13	—
BaO	He опр.	He опр.	—	0.34	He опр.	—	He опр.	—
ZrO_2	1.03	—	0.80	—	—	—	—	—
SiO_2	0.12	4.39	0.06	—	—	0.46	—	0.23
Al_2O_3	0.19	1.26	—	—	—	0.51	—	He опр.
Na_2O	0.28	0.29	—	—	—	0.84	—	He опр.
K_2O	0.21	0.75	0.22	—	—	0.20	—	He опр.
H_2O	1.22	—	0.53	He опр.	He опр.	—	0.27	—
П. п.	—	0.73	—	2.23	—	—	He опр.	—
Сумма	100.51	99.37	99.57	100.05	100.84	101.19	100.19	98.77
Плотность г/см ³	—	—	5.73	5.22	—	—	—	—

Примечание. 1—5 — кон. 50, гранитный пегматит; 6 — кон. 150, древний гранитный пегматит; 7—8 — кон. 344 и 298 смирновитово, корундовый спилит-пегматит. Анализы: 1 — К. Д. Хрушев, в анализе 0.17 ZrO_2 и 0.07 Gd_2O_3 (Минералы..., 1949); 2 — Г. П. Черник, с примесью полевого шпата (Минералы..., 1949); 3 — М. Е. Владимиров (Минералы, 1967); 4 — Б. А. Макарович (1982); 5, 7 — К. А. Гомбессон (Макарович, 1982); 6 — Г. Е. Черешинский (Поляков и др., 1988); 8 — Л. Ф. Баженова (Поляков и др., 1988).

Таблица 35

Состав РЗЭ в самарскитах Ильменских гор, % от суммы

Компонент	1	2	3	4	5	6
La	0.5	1.6	1.0	0.61	0.53	0.8
Ce	1.6	4.4	4.2	5.3	3.0	5.5
Pr	0.5	2.8	1.6	1.8	0.98	0.5
Nd	2.0	5.7	9.0	8.1	4.1	11.4
Sm	9.5	4.5	6.7	8.5	6.7	4.8
Eu	0.5	4.5	6.4	0.31	0.15	6.3
Gd	9.0	3.8		16.3	21.1	
Tb	1.3	0.7	57(+Y)	2.6	3.1	54.0(+Y)
Dy	14.0	—		19.7	31.7	
Ho	3.4	0.8	1.7	4.5	6.0	2.3
Er	2.4	8.1	4.7	14.4	12.1	7.6
Tm	0.5	5.2	1.8	2.8	2.7	2.0
Yb	3.9	5.2	4.2	12.8	6.0	4.4
Lu	0.9	5.2	1.8	2.6	1.2	0.5
Y	50	64.0	—	Не опр.	Не опр.	

Примечание. 1—3 — конь 50; 1, 2 — рентгеноспектральный анализ (РСА), 3 — хроматографический; 4 — конь 150. РСА; 5 — конь 227, РСА; 6 — конь 298, хроматографический анализ.

вых альбититов. Пегматоидные выделения имеют мощность до нескольких сантиметров и длину до 0.5 м, ориентированы вдоль гнейсоватости метасоматитов. Кроме микролина и кварца в составе их существенную роль играет кварц-альбитовый замещающий комплекс. Самарскит отмечается как в пределах пегматоидных линз, так и в окружающих их альбититах в виде пластинчатых кристаллов, достигающих в длину 1—2 см. Более мелкие кристаллы (2—5 мм) образуют цепочки вдоль трещин.

Цвет самарскита черный, излом раковистый, блеск алмазный.

Поверхность кристаллов часто покрыта порошковатым белым налетом.

В прозрачных шлифах минерал характеризуется красновато-бурым или бурым цветом, изотропный. Часто выделяются внешние анизотропные каймы кристаллов, сложенные колумбитом. Ассоциирующий с самарскитом флюорит имеет вокруг включений самарскита почти черный цвет. Изредка с самарскитом ассоциируют малакон и фергусонит. В естественном состоянии рент-

Химический анализ прочих уральских самарскитов, мас. %

Компонент	1	2
TR ₂ O ₃	19.42	20.65
CaO	0.74	2.88
U ₃ O ₈	5.59	2.97
ThO ₂	2.67	0.22
MgO	0.05	0.35
MnO	0.36	—
Na ₂ O	0.17	—
K ₂ O	0.06	—
Nb ₂ O ₅	47.33	39.70
Ta ₂ O ₅	4.55	12.40
SnO ₂	1.64	—
TiO ₂	0.76	3.96
Fe ₂ O ₃	3.15	3.22
FeO	8.80	8.37
SiO ₂	0.80	1.33
H ₂ O ⁺	0.20	2.19
H ₂ O ⁻	0.06	Не обн.
CO ₂	4.34	—
Al ₂ O ₃	—	1.18
PbO	—	0.53
Сумма	100.69	99.95
Плотность, г/см ³	—	5.14

Примечание. 1 — самарскит из гранитоидов Полярного Урала (Апельсин и др., 1967); 2 — то же, из пегматитов Слюдорудника (Лутц, Минсев, 1967). Аналитики: 1 — К. А. Дорофеева, 2—3 — З. Т. Катаева.

геноаморфен. После прокаливания дает рентгеновскую картину самарскита. Термическая кривая показывает экзотермический эффект при 680—700 °С. Химический состав минерала в целом отвечает составу самарскита, где 4.34 % CO₂, возможно, обусловлено примесью железистого карбоната (табл. 36). Состав РЗЭ существенно иттриевый и близок к составу ильменских самарскитов.

В гранитных пегматитах Слюдорудника самарскит найден в виде кристаллов толстотаблитчатого и короткопризматического облика. Небольшие выделения достигают 2 см в поперечнике. Часто находится вблизи залеченных альбитом трещинок в крис-

Таблица 37

Расчет рентгенограммы самарскита, прокаленного до 1000 °С
(Ильменские горы, копь 50)

l	d, Å	l	d, Å
1	d, Å	1	d, Å
4	3.60	4	1.192
3	3.25	2	1.137
10	2.95	2	1.116
2	2.50	3	1.098
2	2.37	2	1.075
2	2.20	2	0.993
2	2.08	2	0.978
3	1.899	1	0.921
4	1.821	2	0.901
5	1.768	1	0.859
8	1.725	2	0.853
5	1.530	2	0.844
4	1.469	1	0.837
8	1.541	1	0.818
3	1.373	1	0.811
2	1.252	1	0.804
2	1.221		

Примечание. Условия съемки: камера РКД-57.3, FeK_α-излучение.

таллах метамиктного фергусонита (Лутц, Минеев, 1967). Спайность отсутствует, излом раковистый, цвет черный, блеск смоляной до жирного. Метамиктный. Экзотермический эффект при 750 °С. Плотность 4.96—5.14 г/см³. По химическому составу относится к наиболее богатым железом, титаном, кальцием и наиболее бедным ураном самарскитам (табл. 36). Обогащен редкими землями иттриевой подгруппы.

Кривые нагревания ильменского самарскита всегда обнаруживают экзотермический эффект, максимум которого варьирует от 670 до 820 °С. Иногда присутствует и более низкотемпературный экзотермический эффект около 500 °С (Жданов и др., 1978). Несмотря на то, что самарскит находится в метамиктном состоянии, на его ИК-спектрах прописываются полосы поглощения 465, 1024, 1105 см⁻¹. В естественном состоянии самарскит рентгеноаморфен. Прокаленный самарскит дает рентгенограмму, подобную колумбитовой (табл. 37).

Таблица 38

Химический состав хлопнинита и ишикаванита из Ильменских гор

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	—	—	—	0.63
Nb ₂ O ₅	42.81	45.74	47.19	51.42
Ta ₂ O ₅	—	1.19	—	2.83
TiO ₂	10.60	3.14	2.63	0.81
Al ₂ O ₃	—	2.12	Следы	0.56
Fe ₂ O ₃	12.34	11.74	11.37	3.58
FeO	—	—	—	3.73
MgO	Следы	0.33	0.43	0.11
UO ₂	13.27	—	—	18.62
UO ₃	1.06	—	—	10.44
U ₃ O ₈	—	23.89	24.61	—
ThO ₂	5.37	0.92	2.93	0.21
CeO ₂	0.76	1.61	0.25	—
(Y,Er)2O3	7.53	—	8.44	—
(La,Pr)2O3	3.76	9.16	1.13	—
MnO	—	0.45	0.46	0.46
CaO	Не обн.	0.36	Следы	2.28
PbO	—	0.24	—	—
Na ₂ O	—	—	—	0.14
H ₂ O	0.45	Не опр.	0.37	—
K ₂ O	—	—	—	0.12
TR ₂ O ₃	—	—	—	4.37
П. п. п.	—	—	Не опр.	—
Сумма	97.95	100.89	99.81	100.31

Примечание. 1 — хлопнинит, конь 400; 2—4 — ишикаванит, конь 391. Аналитики: 1, 2 — Б. А. Макаровичкин, 3 — К. А. Гонимбесова, 4 — Г. Е. Черешневская.

Хлопнинит. В одной из жил поздних гранитных пегматитов северной части Ильменских гор со специфическим набором акцессорных бериллиевых минералов (гельвин, гадолинит, макарочкинит) установлена титановая разновидность самарскита — хлопнинит (табл. 38). Внешне он не отличается от обычного самарскита (Макарочкин, 1978).

Ишикаванит. В редкометальных гранитных пегматитах, залегающих в гипербазитах Ильменских гор, встречена разновидность самарскита с очень высоким содержанием урана, называемая ишикаванитом (Макарочкин, 1972) (см. табл. 38). В одной из

жил он ассоциирует с ксенотимом, монацитом, колумбитом, цирконом.

Таким образом, самарскиты из гранитных пегматитов, залегающих в гипербазитах, отличаются самым высоким содержанием урана, а из поздних гранитных безамазонитовых пегматитов — титана. Внешние разновидности самарскита практически не различимы.

Самарскит (?) кальцистый встречен Д. Н. Литошко в прото-лочках из грейзенизированных гранитов на Малопатокском Вепроявлении (Приполярный Урал). Образует мелкие удлинённые выделения черного цвета. В ассоциации присутствуют молибденит, халькопирит, ильменит, висмутин, сфалерит. Состав различных зерен значительно варьирует. Микронзондированием изучен состав двух зерен, мас. %: Nb_2O_5 49.07 и 43.38; Ta_2O_5 3.53 и 4.24; WO_3 2.95 и 3.48; SnO_2 0.43 и 0.48; UO_2 18.94 и 19.21; ThO_2 1.10 и 5.22; ZrO_2 не обн. и 0.57; TiO_2 1.63 и 3.02; Ce_2O_3 0.36 и 0.16; Y_2O_3 10.45 и 6.44; Bi_2O_3 не обн. и 0.30; FeO 2.50 и 2.80; MnO 0.45 и 0.39; CaO 6.45 и 6.98; сумма 97.86 и 96.68; Cr, La, Sb, Mg, Na, Si не обнаружены. Низкая сумма, вероятно, связана с присутствием не определявшихся Ba, Pb и Sr. Рентгенометрические исследования не проводились.

IV. 5. Эшинит — $(TR, Th, Ca)(Ti, Nb)_2 (O, OH)_6$, ромб. с. (Aeschynite)

Эшинит впервые открыт в Ильменских горах на Урале. Первоначально был найден И. Менге (1827) и принят за гадолинит. Следующим названием этого минерала было “титаново-кислый циркозем” (1832).

Название “эшинит” было дано Берцелиусом от греческого “эскине” — “я стыжусь” из-за того, что ему долго не удавалось точно определить состав, в частности, отделить титановую землю от циркониевой. В литературе на русском языке название эшинит (эсхинит) впервые употребил Л. И. Соколов в 1832 г. Первые кристаллографические измерения были произведены Берцелиусом (1832), Г. Бруком, Д. И. Соколовым. Первый химический анализ был выполнен Гартвальдом “под глазами Берцелиуса” (1832), затем неоднократно ильменский эшинит анализировался Р. Германом (Кокшаров, 1862; Барсанов, 1949).

Еще в 1949 г. Ильменские горы считались почти единственным и несомненно самым крупным в мире месторождением это-

го минерала (Барсанов, 1949). В последние годы эшинит на Урале встречен в большом количестве в Вишневых горах. Здесь же впервые в мире обнаружены его разновидности — торозэшинит, ниобоэшинит, алюмоэшинит (Еськова и др., 1964; Еськова, 1976). В Ильменских горах в результате комплексных исследований эшинита из различных геологических образований установлена новая разновидность — иттриевый эшинит (Макаровичкин и др., 1959; Макаровичкин, 1982) и некоторые типохимические особенности эшинитов-линдоцитов (Попова, Баженова, 1981). Изучены продукты изменения эшинита (Попова, 1984).

Первоначально эшинит был найден в Ильменских горах в мусковит-полевошпатовых сиенит-пегматитах. В настоящее время в щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор известны разные типы эшинитсодержащих пегматитов и метасоматитов.

1. Миаскитовые пегматиты, залегающие во вмещающих породах — фенитах, гранито-гнейсах, амфиболитах. Эшинит при этом чаще всего приурочен к безнефелиновым частям жил (копи 76, 92, 210, 223 и другие в Ильменских горах), хотя изредка встречается и в нефелине (копи 78, 120). Из аксессуарных минералов с эшинитом ассоциируют циркон, магнетит, пироксенолор. По-видимому, генетически связаны с этими образованиями и безнефелиновые жилы, содержащие эшинит в подобной ассоциации (копи 51, 75, 119, 108, 127, 181 и др. в Ильменских горах, жилы 31 и 133 в Вишневых горах) (Еськова и др., 1964; Попова, Баженова, 1981).

2. Мусковит-полевошпатовые сиенит-пегматиты, также залегающие в фенитах, гнейсах, амфиболитах. Этот тип широко распространен в Ильменских горах. Из аксессуарных сопутствующих минералов в этих жилах наиболее характерен монацит. Считается, что лучшие кристаллы эшинита происходят именно из этих жил (копи 42—48, 49) (Барсанов, 1949; Попова, Баженова, 1981).

3. Корундово-полевошпатовые сиенит-пегматиты. Среди многочисленных жил корундовых сиенит-пегматитов Ильменских гор около 114 содержат эшинит. Следует заметить, что в этих эшинитсодержащих жилах обычно не встречаются колумбит, самарскит и монацит, а эшинит является практически единственным концентратом редких земель, ниобия и титана (копи 386, 31, 362 и за пределами заповедника в северной части "Жила корундовая" и копь 295). В одной из таких жил (копь 310) Б. А. Макаровичкиным (1959, 1982) обнаружен иттриевый эшинит.

4. Поздние гранитные пегматиты северной части Ильменского заповедника, обычно ассоциирующие с корундовыми сиенит-пегматитами (копи 350, 354, 356-П, 371, 385-1, 399). Здесь эшинит также единственный редкоземельный минерал. В отличие от других для этого эшинита характерны низкие содержания тория, титана и высокое ниобия, что приближает их к линдокитам и ниобозшинитам. В гранитных пегматитах Вишневых гор, судя по описаниям, домиаскитовый эшинит встречается в ассоциации с пироксеном, ферсмитом, ортитом, ильменорутилом (жила 37) (Еськова и др., 1964; Попова, Баженова, 1981).

5. Полевошпатовые прожилки и жильные тела в миаскитах и фенитах Вишневых гор. В первом случае эшинит является составной частью "овоидов", где образует самую внешнюю зону. Далее от периферии к центру располагаются зоны ортита, апатита, а монацит слагает монокристалльное ядро (Еськова и др., 1964).

6. Апогипербазитовые фениты и карбонатиты Ильменских Вишневых гор. В этой ассоциации эшинит обнаружен в крупных образованиях (Недосекова и др., 1986; Поляков, Баженова, 1988). В Вишневых горах, в Булдымском гипербазитовом массиве, эшинит в виде псевдоморфозы по пироксену встречен во флогопит-карбонатном гнезде вместе с незамещенным пироксеном и апатитом. На поверхности выделения размером до 10 см эшинит образует различно ориентированные участки многоглавого роста. Кристаллы по форме не отличаются от большинства ильменских эшинитов. По составу он близок ниобозшиниту. Встречен эшинит в мономинеральных рихтеритовых породах, ассоциирующих с карбонатитами. В Ильменских горах в копи 97 обнаружен в виде хорошо образованных кристаллов длиной до 5 см в доломит-кальцитовом карбонатном прожилке с рихтеритом и тетраферрифлогопитом. Его состав практически не отличается от обычных ильменских эшинитов из сиенит-пегматитов.

Кроме того, единичные находки эшинита сделаны в сиенитах, древних гранитных пегматитах и амазонитовых пегматитах Ильменских гор (Попова, Баженова, 1981).

Кристалломорфология эшинита изучалась с момента его открытия (рис. 19). Первый чертеж кристалла эшинита приводится в статье К. Брука (1834), где показаны главные формы $b\{010\}$ и $m\{110\}$. Кристаллы эшинита с различной степенью развития разных граней измерены и вычерчены Н. И. Кокшаровым (1862). По-видимому, все кристаллы происходят из сиенит-пегматитов Ильменских гор.

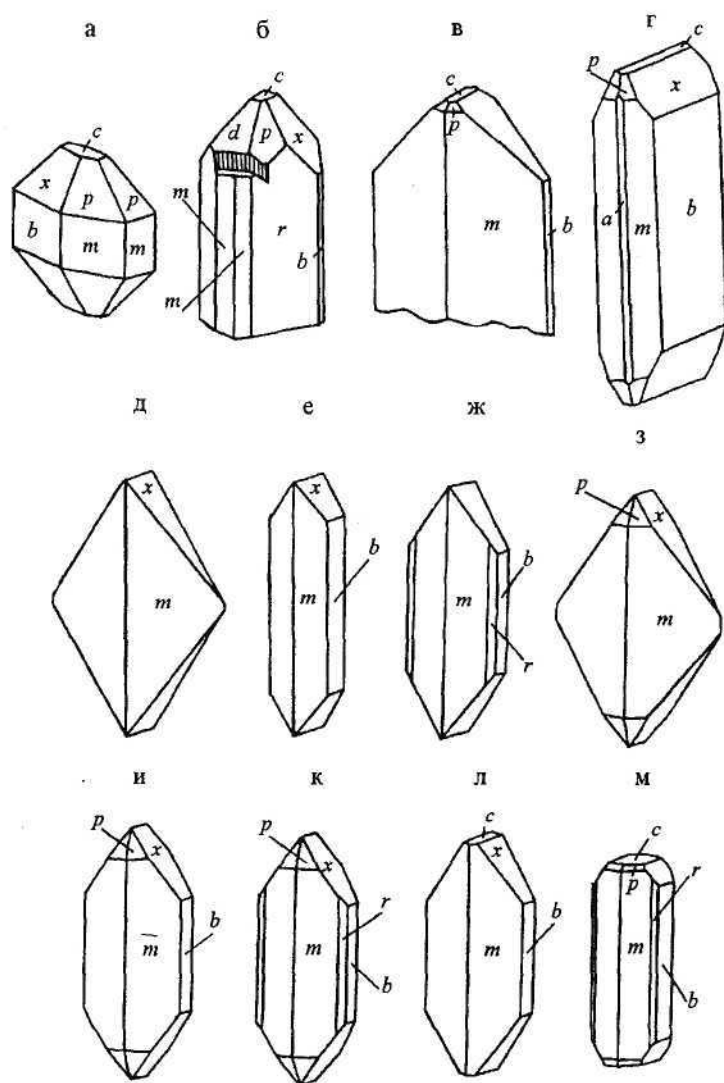


Рис. 19. Кристаллы эжинита из Ильменских гор.
а — по Г. Бруку; б — по Э. М. Бонитсдт-Куплетской (1951); п — по А. Н. Лабунцову;
г — по Б. А. Марочкину (конь 205); д—м — по Н. И. Кокшарову (1982). Формы:
 $b\{100\}$, $m\{110\}$, $c\{001\}$, $r\{120\}$, $x\{021\}$, $p\{111\}$, $a\{100\}$

У него же имеется указание, вероятно, ошибочное, на находку эшинита в кочкарских россыпях. Позже, при обнаружении эшинита в различных геологических образованиях Ильменских-Вишневых гор, делались попытки установления типоморфизма кристаллов эшинита, не давшие однозначных результатов.

Следует только отметить, что кристаллы эшинита из сиенит-пегматитов обычно более вытянуты по [001], нежели кристаллы из гранитных пегматитов. Вместе с тем в одной и той же жиле встречаются индивиды различной огранки, а в жиле сиенит-пегматита копи 205 Ильменского заповедника обнаружены два резко различных кристалломорфологических типа эшинита, где наряду с обычными призматическими кристаллами присутствуют таблитчатые, уплощенные по (010). Это дало основания А. И. Симонову считать последние кристаллами блонстрандина (приорита) (Барсанов, 1949).

Однако дальнейшие химические анализы этих двух разновидностей эшинита показали почти полную идентичность их состава (Попова, Баженова, 1981).

Цвет эшинита на сколах смоляно-черный, внутренние рефлексы эшинитов из сиенитовых пегматитов коричнево-бурые, а из гранитных — темно-красные. Черта светло-желтая. Блеск смоляной. Оптически изотропен вследствие метамиктности. Плотность эшинита сильно варьирует в зависимости от степени метамиктного распада и содержания воды; минимальное значение 4.47, максимальное 5.23 г/см³.

Химический состав уральского эшинита изучался с прошлого века (Кокшаров, 1862; Макарович и др., 1959; Еськова и др., 1964; Попова, Баженова, 1981; Поляков, Баженова, 1981), однако могут считаться отвечающими современным требованиям химические анализы, выполненные И. Д. Борнеман-Старынкевич, М. Е. Казаковой, К. А. Гонимесовой, Б. А. Макаровичиным, Н. Г. Постоевой, Л. Ф. Баженовой, А. В. Быковой, З. Н. Буровой (табл. 39, 40).

Типохимизм эшинита отмечен В. И. Поповой для различных пегматитов Ильменских гор, где для эшинитов из гранитных и сиенитовых пегматитов наиболее заметны различия в отношениях суммы окислов ниобия и тантала к сумме РЗЭ, двуокиси тория к сумме РЗЭ.

Эшиниты из поздних гранитных пегматитов содержат минимальные количества титана и максимальные для ильменских суммы ниобия и тантала (Попова, Баженова, 1981). Эшинит из карбонатитов копи 97 не отличается по химическому составу от

Таблица 39

Химический состав уральских эшшинитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Na ₂ O	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.16	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	0.08	0.22	0.08	—	—
CaO	2.73	1.77	2.65	2.04	2.26	1.64	2.21	2.81
MnO	—	—	0.10	0.13	0.09	Не обн.	Не обн.	Не обн.
FeO	—	—	1.14	3.20	1.94	2.47	1.38	1.62
PbO	—	0.22	0.12	—	0.31	0.07	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	0.65	0.10	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	1.74	1.06	1.56	—	—	—	—	—
CeO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	29.30	28.91	25.16	—	11.32	12.37	8.74	14.17
SiO ₂	1.05	0.18	0.50	30.00	13.75	14.26	12.0	14.95
TiO ₂	26.65	23.18	23.79	—	—	—	—	—
ThO ₂	13.06	12.35	17.42	21.84	23.03	24.04	26.40	23.14
U ₃ O ₈	0.06	—	—	10.22	18.47	18.47	24.50	11.91
Nb ₂ O ₅	23.59	29.60	25.35	—	—	0.40	—	—
Ta ₂ O ₅	0.26	1.93	0.94	31.14	27.49	26.25	24.84	31.03
H ₂ O	1.40	1.00	1.08	1.02	0.94	1.44	—	0.52
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0.55	—	0.13
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	100.49	100.30	99.81	99.67	99.98	102.04	100.07	100.28
Плотность, г/см ³	5.096	5.30	5.339	5.23	—	—	—	—

Продолжение табл. 39

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
Na ₂ O	He обн.	He обн.	He обн.	0.10	—	—	—	1.09
K ₂ O	He обн.	He обн.	He обн.	0.10	—	0.53	—	0.23
MgO	He обн.	0.18	0.17	—	0.22	—	0.23	—
CaO	2.73	2.37	2.60	5.44	5.57	6.26	7.58	5.67
MnO	He обн.	0.31	0.21	—	—	0.21	—	—
FeO	2.01	2.96	2.06	—	—	—	—	—
PbO	—	0.15	0.24	0.17	0.19	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.86	0.33	—
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1.83	2.64	2.56	1.81	2.84
CeO ₂	13.39	15.19	15.19	12.03	10.35	10.28	9.66	He обн.
TR ₂ O ₃	17.11	14.63	13.94	13.87	12.95	11.69	18.17	21.02
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	18.94	19.28	21.83	17.12	16.94	14.18	18.99	—
ThO ₂	10.28	9.90	15.21	6.30	7.23	5.36	10.31	5.74
U ₃ O ₈	—	—	—	1.01	0.71	0.53	—	0.32
Nb ₂ O ₅	33.74	33.53	28.20	39.30	37.96	43.01	38.28	61.09
Ta ₂ O ₅	—	0.75	0.87	4.24	4.28	4.90	—	—
H ₂ O*	0.78	1.24	1.39	0.91	0.87	0.83	3.11	1.12
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	98.98	100.49	101.91	102.42	99.91	101.20	108.47	99.12

Окончание табл. 39

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0.16	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	—	—	—	0.29	0.43	—	—	—
CaO	2.27	4.30	3.02	5.80	3.25	0.65	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	—	2.20	1.68	—	—	—
PbO	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	4.97	3.39	—	2.20	1.68	—	9.35	6.12
CeO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	20.0	28.41	19.20	23.41	27.79	31.20	28.80	30.70
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	20.17	18.47	20.83	15.20	20.60	23.0	19.74	22.40
ThO ₂	20.66	9.45	25.25	6.82	11.35	—	0.58	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	31.86	34.00	27.48	44.40	32.15	31.05	33.55	32.50
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	1.42	1.85	0.75
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	—	—	—	1.20	1.00	—	—	—
Сумма	99.93	98.02	95.78	101.52	98.25	87.88	93.87	92.47

Примечание: 1 — из маломощных нефелин-неловопитовых жил в районе жилы 140, залегающих параллельно с лавосодержащими минералами, в ассоциации со сфеном, флюоритом, ортитом. Внешние горы: 2 — из микроклайновой жилы 133, залегающей в контакте с минералами интрузива, в ассоциации с пироксом, биотитом, монацитом, там же; 3 — из плагиокладовой жилы кони 127, в ассоциации с биотитом, магнетитом (в т. ч. 6.05 мас. % SnO₂). Ильменские горы: 4 — из жилы минерального пегматита кони 78, в ассоциации с нефелином, биотитом, мусковитом, цирконом, пироксом (в т. ч. 0.99 мас. % Y₂O₃), южная часть Ильменских гор; 5 — из микроклайнового пегматита кони 49 в ассоциации с биотитом (в т. ч. 0.19

мас. % SnO_2). Ильменские горы: 6 — из плагиоклазового пегматита копи 205 в ассоциации с биотитом, шпроксом, шпроксом, там же; 7 — из интрузивной подшошановой зоны жилья микситового пегматита копи 210, залегающей в кварцито-гнейсах, в ассоциации с шпроксом, биотитом, корундом, там же; 8 — эпитит из жилья подшошанового пегматита копи 119, в ассоциации с биотитом, мусковитом, шпроксом, шпроксом, южная часть Ильменских гор; 9 — из жилья подшошанового пегматита копи 108-III в ассоциации с биотитом, монашеством, Ильменские горы; 10 — из жилья микситового пегматита копи 78 в ассоциации с биотитом, нефелином (в т. ч. 0,13 мас. % SnO_2), южная часть, Ильменских гор; 11 — из жилья подшошанового пегматита копи 181, в ассоциации с биотитом, флюоритом (в т. ч. 0,12 мас. % SnO_2), южная часть, Ильменских гор; 12 — из жилья гранитного пегматита копи 371, в ассоциации с биотитом, кварцем, северная часть, Ильменских гор; 13 — то же; 14 — из жилья корундового сленит-пегматита копи 362-II, в ассоциации с биотитом, шпроксом, корундом, северная часть, Ильменских гор; 15 — из жилья подшошанового пегматита копи 28 в ассоциации с шпроксом, ортитом, Ильменские горы; 16 — из гранитного пегматита копи 399, в ассоциации с шпроксом, пламенитом, магнетитом, северная часть, Ильменских гор; 17 — из жилья подшошанового пегматита, секущей жилья древнего гранитного пегматита копи 150, в ассоциации с биотитом, шпроксом, магнетитом, южная часть, Ильменских гор; 18 — из жилья микситового пегматита копи 120 в ассоциации с нефелином, лепидоклазом, южная часть, Ильменских гор; 19 — из жилья корундового сленит-пегматита копи 31 в ассоциации с биотитом, корундом, там же; 20 — из карбонатитов в Булдунском гипсрванном массиве, в ассоциации с флюоритом, анигитом, шпроксом, северная часть, Ильменских гор; 21 — из карбонатитов в сленит-пегматитах района копи 97, в ассоциации с рихтеритом, флюоритом, шпроксом, южная часть, Ильменских гор; 22—24 — из рибекит-альбитовых метасоматитов Западно-Уральского поля. В ан. 24 в оригинале сумма 92. 71. Ан. 1, 2 — (Еськова и др., 1964; Еськова, 1976); 3 — (Еськова, 1976; Макаренко, 1978); 4, 22—24 — (Еськова, 1976); 5, 7—16 — (Макаренко, 1982); 17—19 — (Попова, Баженова, 1981); 20, 21 — (Поляков, 1988).

Таблица 40

Состав РЗЭ в уральских эшнитгах, % от суммы

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
La	17.6	11.5	19.3	17.1	18.3	6.3	15.9	
Ce	45.5	57.5	40.0	35.2	42.8	32.4	49.1	
Pr	8.8	7.7	5.2	7.1	4.6	3.7	6.0	
Nd	17.8	13.1	22.2	23.9	17.2	21.5	16.9	
Sm	2.9	2.0	2.5	3.7	3.7	6.3	1.8	
Eu	0.3	0.2	1.7	3.8	3.4	5.4	1.9	
Gd	2.6	2.8						
Tb	0.3	0.2	6.3	6.7	6.3	16.3	5.0	
Y	5.0	2.0	1.8	2.2	2.5	6.0	2.3	
Dy	1.3	2.3		—	0.4	—	0.4	
Ho	0.2	0.6	0.9	0.4	0.8	2.1	0.8	
Er	0.8	1.0	—	—	—	—	—	
Yb	1.0	0.9	—	—	—	—	—	
Tm	0.15	0.1	—	—	—	—	—	
Lu	0.15	0.1	—	—	—	—	—	

Окончание табл. 40

Компонент	9	10	11	12	13	14
La	21.4	9.6	17.3	9.6	17.9	11.7
Ce	39.6	51.1	44.1	41.7	38.3	26.0
Pr	4.9	7.7	9.3	7.1	6.5	5.5
Nd	20.9	17.8	16.5	27.6	18.5	24.0
Sm	2.6	2.5	3.0	5.3	3.8	4.3
Eu	1.9	2.4	2.0	2.4	3.5	3.2
Gd						
Tb	8.7	5.2	4.9	4.2	8.7	17.6
Y						
Dy		2.3	1.2	2.1	2.6	2.9
Ho	—	0.5	0.8	—	—	1.3
Er	—	0.9	0.9	—	—	3.4
Yb	—	—	—	—	—	—
Tm	—	—	—	—	—	—
Lu	—	—	—	—	—	—

Примечание. 1 — из мелкозернистых нефелин-полевошпатовых жидок (район жилы 140), залегающих согласно с подосластою микситов. Виноградные горы; 2 — из микрокварцевой жилы 135, залегающей в экзоконтакте микситовой пиритины, там же; 3 — из плагиокладовой жилы кони 127, Ильменские горы; 4 — из жилы полевошпатового негматита кони 108-III, там же; 5 — из жилы полевошпатового негматита кони 119, южная часть, Ильменские горы; 6 — из плагиокладовой жилы кони 127, Ильменские горы; 7 — из жилы полевошпатового негматита, секущей жилу иренин-го гранитного негматита кони 150, южная часть, Ильменские горы; 8 — из плагиоклазового негматита кони 205, призматические кристаллы, Ильмен-ские горы; 9 — из плагиоклазового негматита кони 205, пластинчатые кристаллы, там же; 10 — из жилы микситового негматита кони 76, южная часть, Ильменских гор; 11 — то же, кони 126, там же; 12 — из жилы корундового сиенит-негматита кони 386, северная часть Ильменских гор; 13 — из жилы гранитного негматита кони 371, там же; 14 — из гранитного негматита кони 399, там же. Анализы 1—3 — (Еськова и др., 1964), 4—14 — (Попкова, Баженова, 1981).

эшинитов сиенит-пегматитов Ильменских гор. Химическое изучение продуктов изменения эшинита производилось К. А. Гонимесовой, установившей их титанитовый состав (Макарович, 1978а). Затем В. И. Поповой (1984) было произведено микронное исследование продуктов изменения эшинита копи 205, где по результатам качественного рентгено-спектрального анализа предположено наличие пирохлора, манганколумбита, ферсмита, ильменита, магнетита, микроклина, эвксенита.

Эшинит из карбонатитов Будымского массива является ниобэшинитом, а из сопутствующих карбонатам рихтеритовых пород — торозэшинитом. В щелочной провинции Ильменских-Вишневых гор установлено несколько химических разновидностей эшинита, которые, по современным понятиям, должны считаться самостоятельными минеральными видами.

Кривые нагревания всех обычных эшинитов характеризуются интенсивным экзотермическим эффектом в интервале температур 760—800 °С, что соответствует переходу эшинита из метамиктного состояния в кристаллическое.

Потери массы при этом составляют от 1 до 3.5 %.

Порошкограммы прокаленных эшинитов довольно разнообразны и не обнаруживают связи с генетическими типами месторождений эшинита, а скорее всего зависят от степени метамиктных изменений и условий нагревания эшинита. Индицирование этих порошкограмм в отсутствие надежных данных монокристалльной съемки представляет большие затруднения.

Найденный в вишневогорском комплексе неметамиктный эшинит (ниобэшинит) изучался монокристалльными и порошковыми рентгеновскими методами (Еськова и др., 1964).

Количественных результатов этого изучения, к сожалению, не приводится, за исключением порошкограммы прокаленного неметамиктного эшинита и параметров элементарной ячейки, которые значительно больше параметров эшинитов, определенных по порошкограммам прокаленных образцов, и приближаются к параметрам искусственного эшинита (см. табл. 43).

IV.6. Иттриэшинит — (Y, Ce, Ca, Th)(Ti, Nb)₂O₆, ромб. с. (Aeschynite-(Y))

Эшинит с содержанием иттрия и других элементов иттриевой подгруппы до 10.11 % при минимальном содержании лантана обнаружен Б. А. Макаровичным (Макарович и др., 1959) в жиле корундового сиенит-пегматита копи 310 Ильменского заповед-

ника в ассоциации с розовым полевым шпатом, кварцем, биотитом, корундом, цирконом, колумбитом, ильменитом, гранатом, магнетитом, кальцитом, сфеном и другими минералами.

Кристаллы иттриевого эшинита имеют размеры от нескольких миллиметров до 2 см в длину и 0.3 см в поперечнике и обычно уплощены по {100}. Наиболее развиты на кристаллах грани $m\{110\}$, $x\{021\}$, $b\{010\}$, $c\{001\}$, грань $o\{111\}$ наблюдается редко. Штриховка на гранях отсутствует. Геометрические константы иттриевого эшинита соответствуют таковым обычного эшинита. Цвет минерала черный. Излом раковистый. Блеск смоляной. В тонких осколках просвечивает бурым или зеленовато-бурым цветом. Иногда наблюдаются красно-бурые рефлексy. Показатель преломления 2.27. Плотность 5.19 г/см³. Микротвердость 473 кг/мм² (4.7—5.0 по шкале Мооса). Химический состав иттриевого эшинита приведен в табл. 41, состав РЗЭ — в табл. 42. Порошкограмма прокаленного иттриевого эшинита не отличается от таковой обычного цериевого ильменского эшинита. Копь 310 Ильменского заповедника — пока единственное достоверное месторождение этого минерала, хотя эшиниты с высоким содержанием Y₂O₃ встречаются в корундовых сиенит-пегматитах северной части Ильменских гор и в мусковитовых пегматитах южной части (см. табл. 42).

IV.7. Алумоэшинит — Ca(Nb, Al, Ti)₂O₆, ромб. с. (Alumoeschynite)

Эшинит с высоким содержанием алюминия (7.37 мас. %) найден в 1959 г. А. Г. Жабиным в районе жилы 35 Вишневых гор совместно с титановым колумбитом в кварцевых прожилках среди фенитизированных пород. Он образует выделения неправильной формы размером до 0.5 × 1 см и тонкие прожилки в титановом колумбите. Химический состав алумоэшинита приводится в табл. 41 (Еськова, 1976; Еськова и др., 1964). Эмпирическая формула, полученная при пересчете этого анализа на формулу эшинита, следующая: (Ca_{0.46}TR_{0.36}Fe_{0.30}Th_{0.02})_{1.08}(Nb_{1.07}Al_{0.43}Ti_{0.42})_{1.92}O₆. Состав РЗЭ в алумо-эшините подобен составу РЗЭ всех прочих вишневогорских эшинитов.

На кривой нагревания отмечен экзотермический эффект при 720 °С, типичный для метамиктных разностей минералов группы эшинита.

Таблица 41

Химический состав разновидностей эшинита, мас. %

Компонент	Ниобезэшинит			Торозэшинит	Алюмо-эшинит	Иттроэшинит
	1	2	3	3	5	6
MgO	—	—	—	0.10	—	0.21
CaO	2.60	4.82	6.53	2.73	7.15	2.58
MnO	0.30	—	—	—	0.36	—
FeO	—	—	—	—	—	1.89
PbO	—	—	—	—	—	0.11
Al ₂ O ₃	—	0.35	—	0.60	7.37	—
Fe ₂ O ₃	1.43	2.75	0.87	1.50	7.68	—
TR ₂ O ₃	31.93	28.17	23.58	15.94	18.89	18.89
SiO ₂	0.65	0.35	—	0.29	—	—
TiO ₂	22.53	18.73	15.61	29.55	10.76	25.71
ThO ₂	0.72	2.52	0.86	29.56	1.83	20.34
U ₃ O ₈	—	—	—	0.95	—	2.94
Nb ₂ O ₅	38.70	41.41	52.22	16.15	45.48	24.23
Ta ₂ O ₅	—	—	—	0.55	—	0.58
H ₂ O ⁺	0.36	0.45	0.05	2.28	0.96	2.78
ZrO ₂	—	—	—	—	—	0.20
П.п.п.	1.30	—	0.46	—	—	—
Сумма	100.52	99.55	100.18	100.40	100.48	100.46

Примечание. 1—3 — ниобезэшинит из кварц-арфведсонитовых прожилков, северная часть Вишневых гор; 4 — торозэшинит из микроклинового прожилка в сиенитах, район жилы 35, там же, в т. ч. F — 0.20 %; 5 — алюмоэшинит из фенитизированных пород в ассоциации с титановым колумбитом, в районе жилы 35, там же; 6 — иттроэшинит из корундовых сиенит-негматитов копи 310, Ильменский заповедник. Ан. 1—5 — (Еськова, 1976; Еськова и др., 1964), 6 — (Еськова, 1976; Макарошкин, 1982; Макарошкин и др., 1969). Аналитики: 1—3, 5 — М. Е. Казакова; 4 — З. Н. Бузова; 6 — К. А. Гонимсова.

IV.8. Торозэшинит — (Th, TR, Ca)(Ti, Nb)₂(O, OH)₆, ромб. с. (Aeschynite-(Th))

Этот минерал впервые обнаружен А. Г. Жабиным в 1958 г. в микроклиновом прожилке среди контактной зоны биотитовых сиенитов и гнейсов в районе жилы 35, залегающей в экзоконтакте Вишневогорской интрузии миаскитов (Еськова и др., 1964; Еськова, 1976). Торозэшинит образует неправильной формы выделения размером 10 x 20 x 3 мм бурого и темно-бурого цвета с раковистым изломом, смоляным блеском. Плотность 5.25 г/см³. Микротвердость 714 кг/мм². Показатель преломления 2.16.

Состав РЗЭ в разновидностях эцинита

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
La	14.0	10.0	13.0	3.2	9.1	5.7	5.1
Ce	42.0	33.0	42.0	23.2	26.7	38.7	28.7
Pr	9.0	6.1	8.0	5.5	4.7	5.6	4.5
Nd	25.0	18.0	25.0	15.3	18.7	19.8	24.0
Sm	3.1	4.0	3.6	5.9	6.1	3.0	5.8
Eu	0.4	0.5	0.5	0.3	—	—	—
Gd	1.3	3.0	0.2	6.0	6.3	2.5	5.0
Tb + Y	0.2	0.5	0.2	1.1	15.9	12.3	19.8
Dy	1.2	2.6	1.2	5.7	5.2	2.6	1.3
Ho	0.3	0.5	0.1	1.3	1.7	2.0	2.9
Er	0.3	1.8	0.5	5.0	5.7	3.3	1.0
Tm	—	0.3	—	0.8	—	—	—
Yb	0.2	1.4	0.1	4.2	3.2	1.0	1.8
Lu	—	0.2	—	—	—	—	—
Y	—	—	—	21.8	—	—	—

Примечание. 1 — ниобозинит из арфведсонит-кварцевых прожилков в фенитах, в районе жилы 125, Вишневые горы; 2 — торозшинит из микроклиновой жилки в экзоконтакте интрузии биотитовых сиенитов, северная часть Вишневых гор; 3 — анизотропный эцинит из арфведсонит-кальцит-кварцевых прожилков, рассекających сфен, в районе жилы 125, Вишневые горы; 4 — иттриевый эцинит из корундового сиенит-пегматита Ильменских гор, конь 310; 5 — иттрийсодержащий эцинит из мусковитовых сиенит-пегматитов коня 45, в ассоциации с монацитом, южная часть Ильменских гор; 6 — эцинит из цеолиновых пегматитов коня 295, северная часть Ильменских гор; 7 — иттрийсодержащий эцинит из корундовых сиенит-пегматитов, там же. Ан. 1—3 — (Есыкова и др., 1964); 4 — (Макаровичкин, 1982; Макаровичкин и др., 1959); 5—7 — анализ Л. Ф. Баженова.

Химический состав торозшинита (см. табл. 41) характеризуется очень высоким содержанием двуокиси тория (29.56 мас. %). Эмпирическая формула торозшинита имеет вид: $(\text{Th}_{0.43}\text{TR}_{0.37}\text{Ca}_{0.19}\text{Fe}_{0.07})_{1.06} \text{XX} (\text{Ti}_{1.42}\text{Nb}_{0.47}\text{Al}_{0.04}\text{Ta}_{0.01})_{1.94}\text{O}_6$. Состав РЗЭ отличается повышенным содержанием иттриевой подгруппы (см. табл. 42).

На кривой нагревания торозшинита отмечается интенсивный экзотермический эффект при температуре 790 °С, характеризующий переход минерала из метамиктного состояния в кристаллическое. После прокаливания до 1100 °С торозшинит дает порошкограмму, аналогичную таковой обычного прокаленного эцинита.

IV.9. Ниобозшинит — $(\text{TR}, \text{Ca}, \text{Th})(\text{Nb}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH})_6$, ромб. с. (Aeschynite-(Nb))

Этот эшинит характеризуется преобладанием ниобия над титаном в формульных единицах. Ниобозшинит найден в Вишневогорском комплексе в своеобразных арфведсонит-гастингсит-кварцевых друзовых секущих прожилках среди фенитизированных пород в ближайшем экзоконтакте вишневогорской интрузии миаскитов. Ассоциирует в них с аксессуарным чевкинитом, бритолином и более поздними кальцитом, висмутовым галенином и сфалеритом (Еськова и др., 1964; Еськова, 1976). Совместно с арфведсонитом, кварцем и другими минералами образует друзовые агрегаты, нарастающие на стенки трещинных полосей. Кристаллы ниобозшинита ромбические, с отчетливой штриховкой вдоль удлинения, размером от $0.5 \times 0.2 \times 0.5$ см. Цвет черный, блеск алмазный излом раковистый, в тонких осколках просвечивает красным или буро-красным цветом. Кристаллы образованы гранями $\{010\}$, $\{110\}$, $\{120\}$, реже $\{140\}$. Плотность минерала 5.132 г/см^3 . Показатель преломления 2.26. Микротвердость в среднем 636 кг/мм^2 . Экзотермический эффект на кривой нагревания этого минерала имеет максимум при температуре 735°C . Рентгенометрическим исследованием монокристалла ниобозшинита определены параметры его элементарной ячейки непосредственно по данным монокристалльной съемки и установлено соответствие между ориентировкой кристаллической решетки ниобозшинита и его внешней огранкой. Параметры элементарной ячейки, уточненные по порошкограмме, составляют: $a_0 = 5.355$; $b_0 = 11.01$; $c_0 = 7.516 \text{ \AA}$. Порошкограмма минерала близка к порошкограммам обычных эшинитов, прокаленных до 1100°C (табл. 43).

Как следует из названия минерала, в нем содержатся значительно большие количества ниобия, нежели в обычных эшинитах (до 52.22 мас. % Nb_2O_5 , см. табл. 42), что в формульных единицах превышает количество титана и других компонентов позиции В. Эмпирическая формула анализированного ниобозшинита следующая: $(\text{TR}_{0.50}\text{Ca}_{0.41}\text{Fe}_{0.04}\text{Th}_{0.01})_{0.96}(\text{Nb}_{1.37}\text{Ti}_{0.68})_{2.05}\text{O}_6$. Состав РЗЭ ниобозшинита не обнаруживает существенных различий с составом РЗЭ обычных эшинитов (см. табл. 42).

Недавно ниобозшинит обнаружен (Недосекова и др., 1986; Поляков, Баженова, 1988) в Булдымском гипербазитовом массиве в апатит-флогопитовом обособлении, находящемся в зоне

Расчет рентгенограммы пиробозшинита из Вишневых гор,
прокаленного при 1100 °С (Еськова и др., 1964)

I	d, Å	hkl	I	d, Å	hkl
1	5.54	020	1	1.833	060
1	4.47	021	1	1.784	061
1	4.37	101	1	1.736	301
1	4.08	111	4	1.708	242
1	3.86	120	1	1.647	—
1	3.76	002	2	1.604	330
1	3.11	022	8	1.597	134
10	3.03	130	—	—	312
9	2.96	112	1	1.584	153
2	2.81	131	—	—	162
3	2.68	200	4	1.540	252
1	2.588	041	—	—	—
2	2.450	140	1	1.520	214
1	2.294	221	3	1.510	170
1	2.269	103	—	—	171
1	2.220	042	2	1.481	224
1	2.164	230	2	1.402	172
1	2.084	231	1	1.346	244
1	2.027	222	1	1.293	173
1	1.963	151	1	1.222	334
2	1.926	133	—	—	116
—	—	240	3	1.211	353
4	1.879	004	—	—	155
1	1.855	043	1	1.177	—

Примечание. Параметры кристаллической решетки: $a_0 = 5.355$; $b_0 = 11.01$; $c_0 = 7.516$ Å.

слюдитов. Эшинит образует удлиненные призматические кристаллы до 3 см с отчетливой вертикальной штриховкой на гранях призм. Кристаллы огранены формами $m\{110\}$, $b\{010\}$, $r\{120\}$, $e\{021\}$, $s\{001\}$. Цвет черный, блеск смоляной до полуметаллического. Кроме этих кристаллов, в апатит-флогопитовом обособлении в слюдитах, в ассоциации с редкометальным пирохлором найдено гигантское выделение (10 см) эшинита псевдооктаэдрической формы. Грани октаэдра покрыты столбчатыми кристаллами эшинита, объединяющимися в несколько участков с параллельной ориентировкой кристаллов. По-видимому, выделение

представляет собой псевдоморфозу эшинита по пироклору. Минерал метамиктен.

Параметры элементарной ячейки, вычисленные по порошковой диаграмме прокаленного до 1100 °С эшинита ($a_0 = 5.35$; $b_0 = 10.94$; $c_0 = 7.51$ Å), соответствуют таковым ниобозшинита. Высокое содержание Nb_2O_5 и пониженное TiO_2 соответствуют ниобозшиниту (см. табл. 39). Характерно также низкое содержание тория.

IV.10. Виджецит — $(Ca, TR, Th)(Nb, Ti)_2(O,OH)_6$, ромб. с. (Vigezzite)

Среди многочисленных анализов эшинита ильменогорско-вишневогорского комплекса имеются и такие, которые пересчитываются на формулу с преобладанием в позиции А кальция над торием и редкими землями. Таковы эшиниты из сиенит-пегматитов Ильменских гор (копь 28), из гранитных пегматитов северной части Ильменских гор (копь 371) и алюмоэшинит из Вишневых гор.

Эшинит (?) кальцистый, по Д. Н. Литовко, присутствует в аксессуарных количествах в грейзенизированных гранитах Малопатокского Ве-проявления (Приполярный Урал). Размер удлиненных выделений темно-коричневого цвета до 0.3 мм. Состав минерала, мас. % по данным микрозондового анализа: Nb_2O_5 41.84; Ta_2O_5 2.27; WO_3 4.17; SnO_2 0.57; UO_2 12.32; TiO_2 18.35; ZrO_2 0.58; ThO_2 2.70; Ge_2O_3 0.28; Y_2O_3 6.88; FeO 5.00; MnO 0.48; CaO 6.31; сумма 101.75. Рентгенометрические исследования не проводились.

IV.11. Эвксенит — $(Y, Ca, Ce, U, Th)(Nb, Ta, Ti)_2O_6$, ромб. с. (Euxenite)

Эвксенит на Урале найден А. Е. Ферсманом (1914) в Семенинской копи Адуя (Барсанов, 1949) и Липовской копи в виде плохо образованных призматических кристаллов. Определение не подтверждено.

Установлен Е. И. Нефедовым (1956) в Слюдоруднике в оторочке скопления фергусонита в форме изометрических, иногда полуограненных таблитчатых буровато- и зеленовато-черных зерен до 1 мм, заключенных в фергусоните, колумбите и силикатах. От кристаллического до метамиктного, $a_0 = 5.19$; $b_0 = 14.73$;

$c_0 = 5.73 \text{ \AA}$. Однако, по данным Д. А. Минеева (Лутц, Минеев, 1967), является ферсмитом. Указывался как аксессуарий в гранитах, гранитных пегматитах и щелочных метасоматитах. Как аксессуарий описан в гранитах и аляскитах Урала (Львов, 1965). Однако по более детальным исследованиям В. А. Чашухиной оказался поликразом.

IV.12. Поликраз (Y, Ca, Ce, U, Th)(Ti, Nb, Ta)₂O₆, ромб. с. (Polycrase)

Поликраз встречен в лейкократовых двуслюдяных гранитах, пегматитах и аляскитах Адуйского, Карасьевского, Санарского, Варламовского, Зенковского, Соколовского, Сосновского и других массивов гранитного и адамеллит-гранитного формационного типов. Содержание минерала от знаков до 78 г/т, повышенные количества характерны для средне-крупнозернистых аляскитов и пегматитов. Минерал образует призматические кристаллы, уплощенные по [100], размером от сотых долей до 0.5—0.8 мм в пегматитах или присутствует в виде зернистых масс. Блеск у минерала смолистый, излом раковистый, цвет черный, красно-бурый до бурого, часто окраска пятнистая. Бурая разновидность поликраза развивается по черной, реликты которой сохраняются в бурой. Состав и свойства поликраза из аляскитов Зенковского массива приведены в табл. 44. Рентгенограммы

Таблица 44

Химический состав поликраза, мас. %

Компонент	Поликраз		Компонент	Поликраз	
	Черный	Бурый		Черный	Бурый
CaO	2.5	8.5	Al ₂ O ₃	0.4	0.3
MgO	0.1	—	Fe ₂ O ₃	1.8	2.3
PbO	0.7	1.1	TiO ₂	26.7	25.0
Y ₂ O ₃	17.3	20.1	Nb ₂ O ₅	21.7	17.3
Ce ₂ O ₃	2.1	2.86	Ta ₂ O ₅	2.90	2.40
UO ₂	17.2	13.7	Сумма	96.52	96.42
ThO ₂	3.12	2.76	Плотность, г/см ³	5.28	4.86
SiO ₂	—	0.1	n' _g	2.19	2.05

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде JXA—5. Аналитик В. А. Вилисов.

Расчет рентгенограмм поликлаза и эвксенита

1		2		3	
l	d, Å	l	d, Å	l	d, Å
2	3.626	3	3.375	40	3.66
2	3.254	1	3.300	10	3.28
10	2.947	10	2.985	100	2.99
1	2.918	2	2.950	40	2.95
2	2.751	2	2.780	70	2.78
2	2.563	1	2.600	20	2.56
1	2.522	2	2.560	5	2.52
1	2.419	1	2.450	20	2.43
1	2.400	—	—	20	2.31
1	2.286	—	—	10	2.19
1	2.188	1	2.178	20	2.12
1	2.161	2	2.153	3	2.08
2	2.095	1	2.112	5	2.005
4	1.880	3	1.900	25	1.895
5	1.810	5	1.823	30	1.83
3	1.793	3	1.805	20	1.806
5	1.758	2	1.770	15	1.774
6ш	1.713	4	1.725	25	1.731
7	1.628	6	1.638	27	1.727
3	1.599	—	—	5	1.643
2	1.576	2	1.560	15	1.565
4	1.550	2	1.538	10	1.540
4	1.529	—	—	10	1.505
7	1.474	5	1.480	25	1.492
2	1.451	—	—	25	1.488
4	1.429	2	1.436	10	1.437
3ш	1.331	—	—	5	1.336
2	1.301	—	—	10	1.300
2	1.286	3	1.288	—	—
2	1.270	3	1.277	—	—
1	1.252	—	—	—	—
2	1.215	—	—	10	1.226
1	1.181	—	—	3ш	1.209
4	1.163	—	—	5ш	1.173
3	1.154	—	—	7	1.160
3	1.136	—	—	3ш	1.143
2	1.118	—	—	3ш	1.143

Примечание. 1, 2 — соответственно поликлаз черный и бурый из аляскинта Зенковского массива, прокаленный до 1100 °С; 3 — эвксенит, прокаленный до 1200 °С.

прокаленных черного и бурого минералов идентичны и близки к эталону эвксенита и поликраза (табл. 45).

Зерна поликраза нередко покрыты желтоватой охристой корочкой, состоящей из рабдофана, рутила и анатаза. В Зенковском массиве, сложенном аляскистыми гранитами разной структуры — более ранними мелкозернистыми и поздними среднезернистыми — отмечается антагонизм между содержанием колумбита и ксенотима, с одной стороны, и поликраза — с другой. Например, проведенные подсчеты акцессорных минералов по разрезу в карьере показали, что минерал отсутствует в мелко- и мелко-среднезернистых аляскитах и достигает 62 г/т в среднезернистых.

В гранитных пегматитах Мурзинки встречен в Семенинской копи в плохо образованных призматических кристаллах, окруженных большими бурыми ореолами, а также в Липовской копи (Вертушков, 1954). В Ильменских горах найден А. А. Скарущим в пегматитах среди гранито-гнейсов Савельевской горы (Симонов, 1949) в виде черных и буровато-черных призматических кристаллов от 1 мм до 1.5 см таблитчатого габитуса. Эвксенит располагается в пегматоидных участках в полевом шпате, реже в кварце, п 2.18(2). Определен по поведению перед паяльной трубкой и физическим свойствам. Имеется качественное определение элементов группы TR. Сильно радиоактивен. Указывается Е. М. Еськовой (1976) в списке минералов щелочных метасоматитов Полярно-Уральского и Вишнево-Ильменогорского полей, но без характеристики.

IV.13. Ферсмит — $(\text{Ca}, \text{Ce}, \text{Na})(\text{Nb}, \text{Ta}, \text{Ti})_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_6$, ромб. с. (Fersmite)

Ферсмит — минерал, впервые открытый в Вишневых горах на Урале Э. М. Бонштедт-Куплетской (1951). Первоначально был обнаружен в виде бесформенных выделений и плохо образованных кристаллов в полевошпатовых жилах группы 37 в северной части Вишневых гор (Бонштедт-Куплетская, Бурова, 1946). Затем А. Г. Жабиным было установлено широкое распространение этого минерала в виде не только хорошо образованных кристаллов, но и псевдоморфоз по пирохлору (Жабин и др., 1961). Им же были уточнены гониометрические константы ферсмита и получены рентгеновские характеристики прокаленного и непрокаленного материала. Несколько позже в южной части Ильменских гор в жиле древнего кварц-плагиоклазового пегматита бы-

ла обнаружена (Макаровичкин и др., 1968) редкоземельная разновидность этого минерала, которая является промежуточным членом в ряду ферсмит-эвксенит. В гранитных пегматитах Слюдорудника ферсмит установлен Д. А. Минеевым (Лутц, Минеев, 1967). Этот же минерал ранее упоминался Е. И. Нефедовым (1956) как эвксенит (Лутц, Минеев, 1967).

Ферсмит наиболее распространен в щелочных пегматитах Вишневых гор. Здесь можно отметить два различных морфологических и генетических типа его выделений:

1. Бесформенные выделения или плохообразованные кристаллы размером до нескольких сантиметров (рис. 20 а—в). Цвет минерала черный, блеск смоляной, тонкие осколки коричневато-черные. Твердость 4.5. Плотность 4.67—4.69, прокаленного — 4.78. Химический состав приведен в табл. 46, состав РЗЭ — в табл. 47, 48.

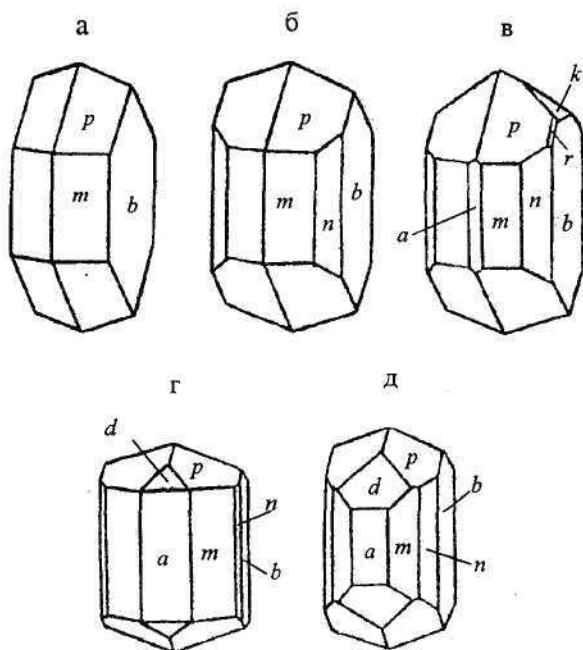


Рис. 20. Кристаллы ферсмита.

а—в — из Вишневых гор; г—д — из Ильменских гор. Формы: а{100}, б{010}, м{110}, н{130}, к{021}, д{201}, r{131}, p{111}.

Химический состав ферсмита и редкоземельного ферсмита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Na ₂ O	0.46	0.10	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	0.17	—	—	—	—	—
MgO	0.98	0.08	0.13	0.10	—	0.49	0.51
CaO	14.49	12.73	8.23	8.55	8.21	8.80	11.15
SrO	—	0.03	—	—	—	—	—
MnO	0.48	—	—	0.16	—	0.60	0.64
Al ₂ O ₃	1.28	0.44	—	0.26	—	—	0.53
TR ₂ O ₃	4.79	5.70	13.60	15.91	17.16	15.0	—
Fe ₂ O ₃	1.71	0.82	1.56	1.55	—	2.0	4.82
FeO	—	0.62	—	—	—	—	2.70
SiO ₂	0.72	1.20	—	—	—	1.30	0.72
TiO ₂	3.21	4.43	16.85	12.56	11.0	10.02	1.48
ThO ₂	—	1.02	1.48	1.55	3.92	2.07	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	—
Nb ₂ O ₅	70.12	71.17	д56.54	54.77	д57.00	54.70	70.67
Ta ₂ O ₅	—	0.44	—	1.77	—	1.6	6.09
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	—
UO ₂	—	—	1.54	1.40	—	—	—
PbO	—	—	—	0.12	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.72	0.92	0.44	1.24	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	0.14	0.32	—	—	0.03
П.п.п.	—	—	—	—	—	2.20	—
Сумма	98.96	99.87	100.51	100.26	97.29	98.78	99.34
a ₀ , Å	5.718	—	—	5.657	—	—	5.78
b ₀ , Å	14.91	—	—	14.78	—	—	14.98
c ₀ , Å	5.221	—	—	5.219	—	—	5.23

Примечание. 1, 2 — из жилы полевошпатового негматита № 37 а. Винные горы, (в ан. 1, кроме того, 1,87 % F); 3—6 — редкоземельный из гранитного негматита кон. 58. Ильменские горы; 7 — из гранитных негматитов Слюдорудника. Аналитики: 1, 2, 7 — Т. А. Бурова, 3 — М. Е. Казакова, 4 — Б. А. Макаровичкин, 5, 6 — Л. Ф. Баженова.

Таблица 47

Состав РЗЭ в ферсмитах, % от суммы TR_2O_3

Компонент	2	5
La_2O_3	6.0	0.8
Ce_2O_3	27.0	4.4
Pr_2O_3	7.5	0.3
Nd_2O_3	27.0	4.6
Sm_2O_3	5.4	3.4
Eu_2O_3	0.6	—
Gd_2O_3	48.0	5.8
Tb_2O_3	0.6	8.6
Y_2O_3	14.0	47.6
Dy_2O_3	4.8	5.1
Ho_2O_3	0.9	3.3
Er_2O_3	1.5	7.4
Tm_2O_3	0.2	2.2
Yb_2O_3	1.2	5.1
Lu_2O_3	0.2	1.3

Примечание. Номера анализов соответствуют табл. 46. Аналитики Р. Л. Баринский, Л. Ф. Баженова.

Этот тип выделений ферсмита развит в альбитизированных микроклиновых жилах северо-западного экзоконтакта Вишневогорской щелочной интрузии (жила 37 а, 37 в), где ассоциирует с колумбитом, пироксеном, флюоритом, находящимся в ферсмитах в виде включений. Очень редко встречаются идиоморфные кристаллы без включений.

2. Мелкокристаллический или друзовый агрегат в составе колумбит-ферсмитовых псевдоморфоз по пироксену. Ферсмит здесь немного отличается от ферсмита самостоятельных выделений. Имеет неясную спайность по {100}, рубиново—красные рефлексы, отчетливо анизотропен, $2V = 43-46^\circ$. Метамиктен лишь частично или неметамиктен. Химический состав колумбит-ферсмитовых псевдоморфоз (85 мас. % ферсмита, 10 — колумбита, 5 — апатита, кальцита и флюорита) следующий (мас. %): $(Nb,Ta)_2O_3$ 68.85; TiO_2 5.28; Fe_2O_3 9.061; CaO 10.50; MnO 1.32 (аналитик М. Е. Казакова) (Жабин и др., 1961). Эти псевдоморфозы обычны в северо-западном экзоконтакте Вишневогорского массива в районе жилы 140, в участках развития поздних кварц-амфиболовых прожилков (Еськова и др., 1964).

Таблица 48

**Расчет порошковых прокаленных образцов ферсмита
и редкоземельного ферсмита**

Феррит		Редкоземельный феррит		hkl
l	a, Å	l	a, Å	
1	7.42	—	—	020
1	5.33	—	—	110
3	3.74	2	3.73	111
2	3.42	2	3.40	121
10	3.046	10	3.02	131
2	2.859	2	2.81	200
1	2.683	—	—	141
2	2.607	2	2.610	002
1	2.572	—	—	012
2	2.505	—	—	201
2	2.485	—	—	060
1	2.310	—	—	032
1	2.273	—	—	240
2	2.238	1	2.229	231
1	2.146	1	2.128	132
2	2.085	1	2.065	241
2	1.966	—	—	052
3	1.929	2	1.911	202
1	1.913	—	—	212
3	1.877	2	1.851	260
5	1.800	3	1.798	062
2	1.782	—	—	330
4	1.766	3	1.748	261
2	1.684	2	1.667	331
1	1.652	—	—	072
3	1.628	2	1.628	123
2	1.581	2	1.578	133
6	1.524	4	1.505	262, 191
1	1.509	—	—	322
1	1.480	—	—	213
2	1.470	2	1.462	332
1	1.420	1	1.411	370
2	1.379	2	1.365	401
1	1.360	—	—	192
1	1.332	—	—	440, 253

Ферсмит		Редкоземельный ферсмит		hkl
l	d, Å	l	d, Å	
1	1.300	—	—	014
1	1.278	—	—	263
1	1.251	2	1.253	390
2	1.243	—	—	333, 0.12.0
1	1.216	—	—	391
2	1.205	2	1.193	461
1	1.195	—	—	054
1	1.185	—	—	214
2	1.174	2	1.169	193
1	1.140	1	1.128	2.12.0
1	1.128	—	—	392
1	1.124	—	—	0.12.2
2	1.113	—	—	530
1	1.102	2	1.100	254, 413
1	1.066	1	1.062	264, 324
1	1.044	2	1.034	2.12.2
2	1.036	—	—	344, 453
1	1.0097	—	—	194
1	0.9892	1	0.979	571
a ₀ = 5.718 Å b ₀ = 14.91 Å c ₀ = 5.221 Å		a ₀ = 5.657 Å b ₀ = 14.78 Å c ₀ = 5.219 Å		

В Ильменских горах редкоземельный ферсмит в виде кристаллов размером до 7 мм (рис. 20 г, д) установлен только в одной маломощной жиле древнего гранитного пегматита в копи 58, где ассоциирует с кварцем, плагиоклазом, биотитом, бетафитом (Макаровичкин и др., 1963). Цвет редкоземельного ферсмита черный, излом раковистый, блеск смоляной, плотность 4.88, показатель преломления 2.22. Химический состав редкоземельного ферсмита (см. табл. 46) сильно отличается от состава как собственно ферсмита, так и эвксенита. Материал для анализа отбирался из отвалов копи неоднократно и анализировался различными химиками. Результаты всех анализов достаточно сходны.

В гранитных пегматитах Слюдорудника ферсмит вместе с колумбитом и бурым радиоактивным пирохлором обнаружен в

составе псевдоморфозы по одному крупному кристаллу неизвестного ниобата и является главной составной частью этой псевдоморфозы (Лутц, Минеев, 1967). Цвет минерала черный, блеск смоляной, излом раковистый, твердость 4.5, плотность 4.9, анизотропен, $n_g = 2.19$; $n_r = 2.13$. Химический состав (см. табл. 46) показывает большое количество железа, связанного с примесью колумбита. Термическая кривая редкоземельного ферсмита характеризуется сильным экзотермическим эффектом при 735 °C и более слабым при 980 °C (Макаровичкин и др., 1963).

Параметры элементарной ячейки ферсмитов изменяются в зависимости от состава (см. табл. 46). Наибольшими параметрами характеризуется собственно ферсмит, для редкоземельного ферсмита они несколько меньше и приближаются к эвксенитовым (Макаровичкин и др., 1963).

V. ОКСИДЫ И ГИДРОКСИДЫ ТИТАНА И ВАНАДИЯ

Из минералов этой группы на Урале известны или упоминаются 17 видов и несколько разновидностей: рутил, анатаз, брукит, ильменит, псевдобрукит, пирофанит, гейкилит, армолколит, перовскит, лопарит, ловерингит, ландаунт-давидит, давидит, кулсонит, ульвит, ильменорутит, ильменорутит-стриверит, ред-леджеит и ванадиевая охра. Из них армолколит, лопарит и кулсонит нуждаются в подтверждении. Титан и ванадийсодержащие разновидности описаны в соответствующих группах (см.: Оксиды железа, хрома и т. д.).

V.1. Рутил — TiO_2 , тетр. с. (Rutile)

Рутил, видимо, впервые отмечен П. С. Палласом в 1770 г. (1786) в 3 верстах от Кундравинской слободы, где “железный блеск в белом кварце, испещренном лучистым шерлом”. Как “черный шерл” описан Германом (Hermann, 1789) из Богословского, Екатеринбургского заводов и Оренбургской губернии. В. Севергин (1807) уже прямо пишет, что “титановый шерл обыкновенный, рутил некоторых, находится в Екатеринбурге в Сибири в белом кварце”. Описан И. Менге (1826) из Ильменских гор и Г. Розе (1837, 1842) из многих мест Урала. У Е. И. Семенова и др. (1981) есть ссылка на И. Германа (1783) как первооткрывателя минерала. Сводка находок до 1931 г. приводится у Н. И. Кураева (1931).

Рутил — широко распространенный на Урале минерал. Встречается в породах мантии, в ортомагматических ультрамафитах, базитах и дацитах, десилицированных пегматитах, метаморфизованных базитах, очень широко в кварцевых жилах, в гидротермально измененных вулканитах, как новообразование в осадочных породах и россыпях.

Рутил в парагенезисе с дистеном установлен Е. А. Шеманной в виде включений в вишерских алмазах. Его состав (мас. %): SiO_2 0.03; TiO_2 97.6; Al_2O_3 0.86; Cr_2O_3 0.10; FeO 0.64; MgO 0.02; сумма 99.25. В ортомагматических породах появляется как продукт распада в рудных и акцессорных титаномagnetитах, при амфиболлизации габбро и габбро-диабазов и хлоритизации или мусковитизации биотита гранитоидов (Фишман и др., 1970). В каче-

стве редкого минерала указывается в ильменитах в габбро Копанской расслоенной интрузии близ контакта с гранитами (Карпова, 1974), в лейкократовых гранитах Шилово-Коневского массива (Ляхович, 1967). В кварцевых дацитах Тагильской зоны, в районе д. Башеневки (Галкинская кальдера) Е. Е. Порошиным установлен рутил, развивающийся по титаномагнетиту, состава: TiO_2 99.4; FeO 1.14 мас. %, сумма 100.54.

Обнаружен в хлоритовой и флогопитовой зонах десицированных пегматитов Изумрудных копей в виде вишнево-красных и черных призматических кристаллов до 10 см. Часты коленчатые двойники (Власов, Кутукова, 1960). Химический состав, мас. %: TiO_2 98.45; Fe_2O_3 0.59; CaO 0.80; SiO_2 не обн.; Al_2O_3 не обн.; MnO , MgO , Na_2O , K_2O не обн.; сумма 99.84. В пегматитах Ильменских гор очень редок, найден в ильмените, лепидомелане, сфене и в пустотах на ортоклазе (Лабунцов, 1950). В мелких красновато-бурых кристаллах отмечался в гранитных пегматитах Мурзинского района.

Урал является классической провинцией метаморфогенных месторождений рутила. Обнаружение его в эклогитах Южного Урала (Кириченко, 1936) и другие данные позволили провести систематические поисковые работы практически по всей площади Среднего и Южного Урала (Вертушков, 1957). Эти работы, проводившиеся под руководством Г. Н. Вертушкова, завершились открытием Кузнечихинского и Шубинского месторождений мелкокрапленного рутила (Вертушков и др., 1966). В рудных эклогитах и амфиболитах рутил находится в виде мелких 0.2—0.5 мм ксеноморфных зерен или кристаллов, образующих в породе пятнистые скопления или прерывистые цепочки. Среднее содержание двуокиси титана в рудных амфиболитах Кузнечихинского месторождения на Среднем Урале составляет 1.7 мас. %, среднее содержание рутила — 1 об. % (Вертушков, 1957; Малышев, 1957). В рудных эклогитах Шубинского месторождения в Башкирии среднее содержание этого минерала составляет 4 об. % (Вертушков, 1957). Неблагоприятными признаками являются сфенизация, карбонатизация, окварцевание и ослюденение руд. Изучение минерального состава эклогитов позволило установить, что рутил — это вторичное образование, возникающее при разложении первичного титаномагнетита и ильменита (Белковский, 1976, 1981).

Рутил, по данным Н. Г. Удовкиной (1971, 1985), является акцессорным минералом различных пород эклогитовых комплек-

сов Приполярного Урала — гранатовых перидотитов, эклогитизированных габбро, кианитовых эклогитов. Выделяются даже рутиловые эклогиты, содержащие до 4–5 мас. % рутила. В мусковитовых (фукситовых) диафторитах по эклогитам рутил встречается в виде кристаллов красноватого цвета длиной до 1,2 см, представляющих собой комбинацию призм и дипирамиды. Для эклогитов и пород обрамления характерен рутил оранжевого цвета, имеющий, как правило, сглаженные формы. Размер выделений 0,05–0,3 мм. Внутри кристаллов часто наблюдаются темные недиагностированные включения, возможно, рутил ранней генерации.

Состав рутилов эклогитов характеризуется наличием Al, Cr, а также повышенным содержанием Nb (до 0,32–0,87 мас. % Nb₂O₅) (табл. 49). Ниобийсодержащие рутилы гранатовых перидотитов ассоциируют с хроммагнетитом, калийсодержащим диопсид-акмитом, хромсодержащим клинохлором и другими минералами, характерными для верхнемантийных ассоциаций. Содержание урана в рутилах эклогитов до 28,5 г/т. V 40; Si 20; TR 100, Zr 70; Sn 10.

Многочисленные проявления рутила известны в Харбейском антиклинории, где они приурочены к полям развития амфиболитов, амфиболовых гнейсов и сланцев Харбейского комплекса и связаны с зонами приразломного диафтореза. Чаще всего рутил встречается в кварцевых жилах в породах основного состава. Содержание рутила варьирует от единичных кристаллов до 30–40 % объема жилы. Кристаллы рутила, даже в одном образце, отличаются по размеру и морфологии: в зальбандах они удлиненные, ось с параллельна контакту жилы; кристаллы с осью с, перпендикулярной контакту, короткостолбчатые. Кристаллы несут отчетливую штриховку, в сечении округлые или овальные, иногда с одного бока имеют извилисто-закрученные очертания. Часто между рутилом и кварцем наблюдаются мусковитовые оторочки. Крупные кристаллы рутила содержат включения кварца. Размер индивидов обычно от 0,4–1,5 до 2х3 см в поперечнике и от 1–4 до 10–12 см в длину. В жилах рутил замещается сфеном.

В ряде случаев в ортоамфиболитах встречаются линзы и гнезда, состоящие из агрегатов крупнокристаллических рутила, сфена и мусковита. Округлые в сечении, кристаллы рутила длиной 1–8 см погружены в агрегат желтого крупнокристаллического сфена. Иногда рутил замещается агрегатом мелкокристал-

Таблица 49

Химический состав рутилов из эклогитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	0.5	—	—	0.40	—	—	—	—	0.92	0.10
TiO ₂	96.0	98.11	98.52	95.90	98.79	98.69	99.76	98.70	97.86	98.74
Al ₂ O ₃	Не обн.	0.47	0.41	0.40	0.34	0.41	0.30	0.36	—	Не обн.
Cr ₂ O ₃	1.8	0.20	—	0.40	0.07	0.07	0.03	0.30	0.61	0.07
Fe ₂ O ₃	—	(0.66)	(0.53)	(0.46)	—	—	—	—	0.77	0.54
FeO	—	—	—	—	0.18	0.41	0.37	1.40	0.09	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	0.196	0.12
Nb ₂ O ₅	—	—	—	—	0.02	0.01	0.03	0.68	0.16	—
Сумма	98.3	99.44	99.46	97.56	99.40	99.59	100.49	101.44	100.61	99.57
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	—	—	—	4.24	—	—

Примечание. 1—8 — мелкокристаллический рутил из эклогитов (1-3) и габброидов (4-8), в ассоциации с эклогитами, Мариин-Кур, Полярный Урал (Удовкина, 1985); 9 — материал Д. Н. Литовко; 10 — из анэкологитов симплектит-амфиболитов Уфалейского эклогит-сани-но-аппегитового комплекса, Большой Агарды, Средний Урал (Беляковский, Ложкина, 1986); в 1-4 содержание MnO и CaO соответственно 0.2; 0.2; 0.40; 0.16; в 10 — ZrO₂ 0.07. В скобках — анализы, выполненные на рентгеновском микроанализаторе MS-46 (Соболев и др., 1972).

лического белого сфена. Цвет рутила во всех случаях бурый, темно-коричневый. Иногда крупные кристаллы рутила имеют мусковитовую рубашку и благодаря этому легко высвобождаются из жилы. В рутилоносных жилах наблюдаются апатит, ильменит, пирротин, халькопирит, кобальтин, пирит. В ассоциации с пиритом рутил имеет, как правило, черную окраску. Состав рутилов приведен в табл. 49. Следует указать, что отчетливой зависимости окраски рутила от содержания железа не отмечается. В качестве примесей присутствуют, г/т: Mn сл. — 10; Cu сл. — 9; Cr сл. — 100; TR до 200; Sn сл. — 20; Zr 30—200.

Рутил является обычным минералом хлорит-актинолитовых сланцев Приполярного Урала (водораздел ручьев Игнатий-Шор и Николай-Шор); адуляровых пород среди аплитов (Бурановский рудник, с. Гумбейка на Южном Урале); кальцитовых жил с маргаритом и лейхтенбергитом среди мраморов Кочкарского метаморфического комплекса на Южном Урале; хлоритоидных, хлоритоид-циаспоровых и маргарит-сапфировых наждаков Кособродского и Кызылташского месторождений на Среднем Урале; хлорит-эллахерит-эпидотовых метасоматитов по габброидам, трассирующим Главный Уральский разлом (Белковский, 1970); мусковитовых и хлоритоид-мусковитовых кварцитов Центрально-Уральского поднятия (хребты Юрма, Ицыл, Дальний и Ближний Таганай, Откликной Гребень); оттрелитовых сланцев хребта Уреньги. В качестве обычного акцессорного минерала рутил встречается практически во всех типах горных пород метаморфических комплексов дистен-силлиманитового и дистен-андалузитового типов.

Процессы выщелачивания рудных эклогитов и амфиболитов приводят к рассеиванию титана среди вмещающих пород. В последних образуются различные по масштабам проявления поздней титановой минерализации — мономинеральные рутилиты, ильменит-апатитовые, рутил-апатитовые и рутил-сфеновые нельсониты, гигантские по размерам (до 0.6—0.7 м по удлинению) кристаллы рутила.

Рутил-апатитовые нельсониты известны на выклинивании жил гранулированного кварца (Маукское, Кузнечихинское и Центральное жильные поля Кыштымского месторождения). Ильменит-рутиловые нельсониты довольно широко распространены в пределах Слюдяногорского месторождения фенгит-мусковита. Сфен-нельсониты из окрестностей пос. Слюдорудник по валовому химическому составу близки к ряду ильменит-нельсо-

нитов из Вирджинии, США (Свяжин, Левин, 1965). Жильно-штокверковая рутиловая и рутил-кварцевая минерализация, связанная с дезинтеграцией железо-титановых руд, обнаружена в связи с месторождениями "железистых кварцитов" (Белковский, Локтина, 1978). Широко распространен в кварцевых жилах, особенно по периферии гранито-гнейсовых куполов, среди амфиболитов и зеленых сланцев. В эклогитовых комплексах рутил является обычным минералом в эклогитах и в жилах гранулированного кварца, где его кристаллы достигают размера 20—30 см в длину, до 8 см в поперечнике при массе до 5 кг (Вертушков, 1957; Белковский, 1976; Белковский, Локтина, 1986; Сорокин, Лебедев, 1972; Чесноков, 1970; Удовкина, 1971). Образуется при замещении ильменита и в виде самостоятельных выделений, кристаллов, коленчатых и сложноколенчатых двойников. Особенности нахождения рутила в породах эклогит-сланцевой и эклогит-глаукофан-сланцевой формаций детально изучены на примере титановых месторождений Среднего и Южного Урала (Белковский, 1981; Белковский, Локтина, 1977).

В кварцевых жилах обрамления эклогитового комплекса Полярного Урала рутил встречается в ассоциации с пиритом в виде кристаллов черного цвета размером до 10 мм. Габитус кристаллов призматический или дипирамидальный, зависит от их положения в жиле: в зальбандах они удлинены, в центральной части — короткопризматические. Во вторичных кварцитах бассейна р. Лонготьюган рутил формирует рассеянную вкрапленность изометричных кристаллов размером 0.002—0.2 мм в мусковите и дистене, окрашивая их в красноватый цвет. В гематит-кварцевых жилах короткопризматические индивиды оранжевого цвета размером до 2—3 мм заключены в крупных кристаллах гематита.

В гематит-кварцевых и кварцевых жилах кварц-серицит-хлоритовых сланцах рутил ярко-оранжевого цвета формирует гнезда, выполняет трещины или образует структуры распада с гематитом (бассейны р. Бол. Харбей, Бол. Ханмей). Особенностью его является примесь W — 0.01—0.3 мас. % (табл. 50).

Широко распространен в хрусталеносных кварцевых жилах Урала в виде тонких ярко-красных иголок, спутанных игольчатых агрегатов тонких спиралей (Еремеев, 1869) или уникальных единичных спиралей. В приполярноуральских месторождениях описаны коже- и ватоподобные выделения светло-серого рутила с волокнами до 5 см при толщине 0.005 мм и меньше. Подтверж-

ден рентгенометрически (Бурлаков, 1989). Местами густо окрашивает кварц, иногда образует друзы с индивидами до 2 x 0.2 см. Кристаллы от пластинчатых до призматических и волокнистых. Вокруг жилы иногда наблюдается зона рутилизации (Буканов, 1974). Рутил развивается на пластинках брукита и замещает его (Шафрановский, 1937).

В хлорит-кальцитовых жилах Сарановского месторождения рутил имеет черный цвет (в случае расположения жил в диабазе) и золотисто-желтый в игольчатых псевдоморфозах по брукиту и сферолитов в жилах среди хромититов. Образует также псевдоморфозы по перовскиту (Иванов, 1973, 1997). Описан из хлоритовых жил в хромитах Теплых ключей (Арцруни, 1887). В гидротермально-измененных вулканитах вокруг колчеданных месторождений установлен Л. Дюпарком и другими. В месторождении Кабан-1 наблюдается в зернах до 0.015 мм и в сердцевидных и коленчатых двойниках коричневого и желто-коричневого цвета (Логинов, 1951). В осадочных отложениях рутил наблюдался в бокситах Красной Шапочки в виде тонких иголок среди диаспора и алюмогеля (Рожкова, Соболева, 1938). По С. И. Бенеславскому (1963), в Северо-Уральских месторождениях рутил присутствует в призматических черных и игольчатых желтовато-красных кристаллах, а также в виде сагенитовых решеток в центральных частях титаномагнетитовых зерен. В бокситах Соколовского месторождения, содержащих до 10 мас. % TiO_2 , устанавливаются мелкие иголки рутила в парагенезисе со сфеном (Копченова, Карюкина, 1948). Как новообразование в виде игольчатых кристаллов отмечается в глинах и мезокайнозойских аргиллитах, например, в беликовой толще Алапаевских месторождений (Рыловникова, 1936). В юрских и нижнемеловых угленосных отложениях тольинской свиты Сосьвинского Урала (Вялухин, 1965) найден в форме короткопризматических медово-желтых кристаллов до 0.02 мм по агрегатам лейкоксена в породах, обогащенных растительными остатками и пиритом. В породах бакальской свиты Бакальского месторождения (Бургеля, 1958) в удлинённых призматических кристаллах до 0.2 x 0.05 мм, часто с коленчатыми двойниками темно-желтого и коричневого цвета.

По В. А. Чашухиной, рутил образуется при выветривании поликразы из гранитов вместе с рабдофаном и анатазом. Как устойчивый минерал концентрируется в аллювиальных и прибрежных отложениях всех возрастов в виде прослоев в песчаниках, кварци-

Таблица 50

Химический состав рутилов из кварцевых жил, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0.32	He обн.	He обн.	He обн.	—	—	1.08	1.20	2.08	1.76	1.22	2.00	1.48	0.60
TiO ₂	98.32	98.90	98.50	98.10	97.20	97.35	96.21	96.60	94.84	96.68	96.47	95.26	96.10	97.44
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.06	0.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0.76	0.80	0.50	1.74	1.52	1.54	1.72	1.79	1.40	1.30	1.13	1.01	0.97	1.54
FeO	—	—	—	—	—	—	0.65	0.06	1.06	0.07	0.89	0.75	1.21	0.09
V ₂ O ₅	0.20	0.25	0.13	He обн.	0.32	0.30	0.25	0.18	0.51	0.11	0.21	0.17	0.20	0.17
Nb ₂ O ₅	0.052	0.044	0.026	0.046	—	—	0.09	0.17	0.11	0.08	0.08	0.20	0.04	0.16
Ta ₂ O ₅	0.044	0.098	0.018	0.012	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99.75	100.13	99.23	99.93	99.04	99.19	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.39	100.00	100.00
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	—	—	4.08	4.13	4.25	4.25	4.39	4.34	4.28	4.06

Примечание. 1—6 — из жил гранулированного кварца; 1 — длиннопризматические (среднее из двух определений) и 2 — короткостолбчатые из кварцевых жил залегających среди гранат-сапфиров-кварцевых базальтоидитов уфалейского комплекса. Средний Урал, пос. Слобода-ружик, северозападные отроги горы Острей (Белковский, 1976); 3 — изоморфные из рутило-калант-кварцевых псевдоморфов по гранитам двойника желтого среда Кытайского месторождения гранулированного кварца, кварцевая жила "Болотная", там же (Белковский, Саконов, 1970); 4 — длиннопризматические из жил альпийского типа, залегающих среди антогабровых амфиболитов, северный берег Нижне-Уфалейского озера (Белковский, 1976); 5 — короткостолбчатые и 6 — длиннопризматические из жил альпийского типа, залегающих в эклогитах микро-тоновского комплекса, р. Зерекля (Чесноков, 1970); 7-14 — из кварцевых жил в амфиболитах Харьейского комплекса (материалы Д. Н. Литвинко). В ат. 8 и 11 дано 0.02 и 0.03 ZrO₂ соответственно.

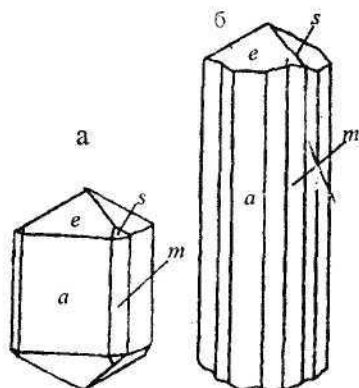


Рис. 21. Кристаллы рутила из жил альпийского типа в эклогитах Южного Урала, по Б. В. Чеснокову (1970).

а — короткопризматический; б — длиннопризматический. Формы: $a\{100\}$, $m\{110\}$, $e\{101\}$, $s\{111\}$

тах и конгломератах в ассоциации с цирконом и ильменитом, например, Липовые горы, верховья р. Кутим, где содержится в виде окатанных зерен до 0.2 мм в количестве до 4—50 %. Встречается в древних верхнерифейских кварцито-песчаниках Южного Урала (го-

ра Медвежья, д. Веселовка, Златоустовский район), во многих неогеновых россыпях восточного склона Урала и Зауралья.

В современном аллювии наиболее крупные россыпи: р. Сухой Сугомак, где добывали гальки рутила весом до 125 г и размером до 35×7 см (Кураев, 1931), а также россыпи Николаевская у Полевского завода, Шабровская (Кокшаров, 1853в), Верхневинская и др. (Rose, 1837; Вертушков, 1948б).

Параметры ячейки фиолетового рутила из эклогитов Южного Урала (Чесноков, 1960а): $a_0 = 4.593$; $c_0 = 2.962$ Å; $c_0 : a_0 = 0.645$; красного рутила из эклогитов (Чесноков, 1960) соответственно 4.591; 2.962; 0.645; кроваво-красного рутила из жил гранулированного кварца, Кыштымское месторождение (Белковский, 1976), соответственно 4.578—4.582; 2.948—2.951; 0.639—0.644. Наиболее распространенные формы кристаллов: $a\{100\}$, $m\{110\}$, $h\{210\}$, $s\{111\}$, $e\{101\}$, $i\{310\}$, $t\{313\}$, $z\{321\}$ (рис. 21). Реже отмечаются: $r\{320\}$, $x\{410\}$. Кристаллы удлиненные по оси c , реже короткостолбчатые. Зона призм покрыта тонкой вертикальной штриховкой. Радиально-лучистые кристаллы кроваво-красного или оранжевого цвета известны в виде включений в горном хрустале или его гальках. Прекрасные образцы так называемых “волосатиков” из ряда золотоносных россыпей Нейвинской, Ново-Алексеевской, Шабровской, Борзовской, Теренсайской, кварцевых жил Приполярного Урала (Верхний Парнук) представлены в минералогическом отделе Геологического музея Уральского горного института.

Обычны коленчатые и сердцевидные двойники. Реже отмечаются тройники, четверники, еще реже — шестерники и вось-

мерники. Сердцевидные двойники по (301) впервые описаны на образцах из россыпей Санарки на Южном Урале (Кокшаров, 1853в). Позднее этот редкий тип двойников обнаружен на северо-восточных отрогах горы Острой в жилах гранулированного кварца Кыштымского месторождения (Белковский, 1976). Богатейший материал, иллюстрирующий многообразие кристаллических форм и двойников (Кокшаров, 1853в), получен из золотоносных россыпей из окрестностей д. Косой Брод (рис. 22), Николаевской россыпи (Геологический музей Уральского горного института, Черепановская коллекция 1937—1938 гг., коллекция В. В. Шахмина, 1940 г.) На примере гигантских кристаллов рутила из россыпи по р. Сухой Сугомак описаны двойники скольжения по (101).

Ориентированные нарастания рутила на гематит (Чесноков, 1968), ориентированные вросстки ильменита в рутиле (Вертушков, 1948б), продукты распада твердых растворов гематита и рутила в ильмените (Ярош, 1955б) изучены из ряда уральских месторождений титановых и железо-титановых руд. Ориентированные кристаллы светло-красного и оранжевого рутила обнаружены в порфиروبластах парагонита, ферримусковита, фенгита и маргарита. Нарастание рутила на определенные грани кварца — $\{10\bar{1}0\}$, $\{10\bar{1}1\}$ и $\{01\bar{1}1\}$ — отмечено на кристаллах горного хрусталя из месторождения Невьянская Середовина на Среднем Урале. Плоские сетчатые сростки игольчатого рутила, так называемые сагенинты, известны среди мономинеральных хлоритовых пород (Шабровский тальковый рудник), в кристаллах горного хрусталя (Светлинский прииск на Южном Урале, Ново-Алексеевская россыпь) и раухтопазах из окрестностей д. Полднее. Сагенинты в виде ориентированных параллельно плоскости совершенной спайности вростков широко распространены в биотитах и аннитах полифазных фенитов западного экзоконтакта Уфалейского метаморфического блока.

Спайность отчетливая по $\{100\}$, несовершенная по $\{111\}$. Отмечается также отдельность по $\{001\}$ и $\{101\}$. Излом раковистый. Плотность мелкокристаллического рутила из апозклогитовых амфиболитов и симплектит-эклогитов колеблется от 4.28 до 4.30 г/см³. Цвет черный, темно-красный, кроваво-красный, оранжевый, светло-желтый, сиреневый, фиолетовый. Фиолетовый цвет рутила из рудных эклогитов Шубинского месторождения на Южном Урале обусловлен нахождением титана в форме Ti^{3+} (Чесноков, 1960а). Черта светло-коричневая. Блеск алмаз-

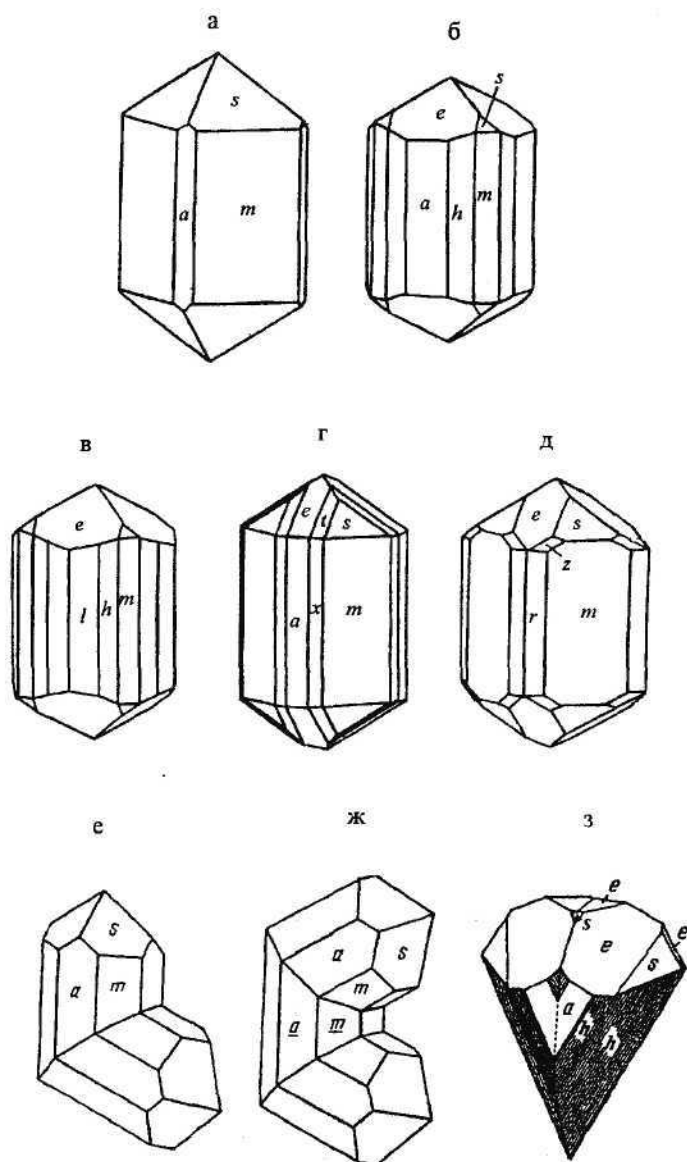


Рис. 22. Кристаллы (а—д) и сростки (е—ж) кристаллов рутила, по Н. И. Кокшарову (1853).

Формы: а{100}, м{110}, е{101}, s{111}, t{310}, h{210}, x{410}, l{313}, z{321}

ный. В тонких осколках обычно прозрачен. Магнитная восприимчивость рутила из амфиболитов Кузнечихинского месторождения составляет $4.35 \cdot 10^{-6}$ CGSM. При прокаливании до 500°C эта величина резко возрастает до $99.5 \cdot 10^{-6}$ CGSM (Якшин, 1959). Флотуемость мелкокристаллического рутила из эклогитов и амфиболитов изучена на примере ряда месторождений Северного и Южного Урала (Сысолятин, 1957).

В проходящем свете коричнево-красный, красный, оранжевый, реже фиолетовый. Плеохроизм отчетливый от темно-коричневого по Ne до буровато-желтого по No; от густо-фиолетового по Ne до серо-фиолетового по No. Одноосный положительный. Удлинение положительное. Показатели преломления для кроваво-красного рутила из кварцевых жил Кыштымского месторождения, измеренные в Институте электрохимии УрО РАН М. П. Глазыриным, следующие: $n_e = 2.887$; $n_o = 2.615$; $n_e - n_o = 0.215$; для лилово-фиолетового рутила $n_o = 2.6$ (Чесноков, 1960а). В полированных шлифах в отраженном свете светло-серый. Анизотропен.

Химический состав рутила из большинства уральских месторождений близок к составу химически чистого соединения TiO_2 (см. табл. 49, 50). Главные элементы-примеси: хром, железо, ванадий, в меньшей степени алюминий, ниобий и тантал (Жирнова, 1934; Вертушков, 1948б; Казак, 1963, 1969; Соболев и др., 1972; Удовкина, 1971, 1985; Чесноков, 1959, 1961, 1970; Белковский, 1986; Белковский, Локтина, 1978а). Резко отличаются химизмом ванадийсодержащие рутилы из дистен-фенгит-кварцевых blastomylonitов 3-й Борисовской сопки на Южном Урале (д. Борисовка). Ванадийсодержащий рутил в качестве характерной примеси содержит ниобий — до 0.3 мас. % Nb_2O_5 . Для многих анализов характерны повышенные содержания железа. Это обусловлено присутствием вростков ильменита, на что было обращено внимание ранее (Соболев и др., 1972).

Псевдоморфозы рутила по дипирамидальным кристаллам анатаза "каптивос" описаны Н. И. Кокшаровым (Kokscharov, 1862) из россыпи Бакакина по р. Санарке (М. Бензер, 1891) и из кварцитов р. Бол. Хаталамбы (Фишман и др., 1968); рутилизация сфена в жилах альпийского типа описана В. И. Якшиным (1962), А. И. Белковским и Ю. А. Соколовым (1970); псевдоморфозы рутила по перовскиту известны в Сарановском месторождении (Иванов, 1973). Замещается ильменитом, сфеном, ферримусковитом, фенгитом, кварцем.

Разновидности рутила — нигрин и хромовый рутил.

Нигрин (железно-черные кристаллы) — указывается П. В. Еремеевым (1887) в Санарских золотоносных россыпях Южного Урала в виде кристаллов до 7 мм, а также в кварцевых жилах Верхней Сысерти, в Кособродских россыпях и в россыпи по р. Сухой Сугомак (Кураев, 1931).

Хромрутил описан А. Е. Арцуни (1883) в виде мелких кристаллов с кеммереритом в трещинах хромитовых руд Теплых Ключей. Требуется подтверждения.

V.2. Анатаз — TiO_2 , тетра. с. (Anatase)

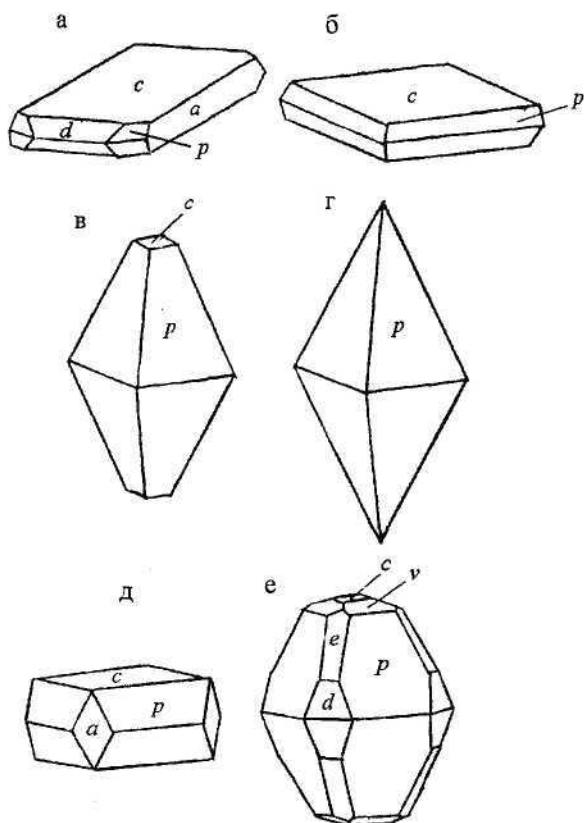
Анатаз найден И. Менге (1827, 1830) в отвалах пегматитов на восточном берегу оз. Ильменского. Многочисленные находки из россыпей описаны Г. Розе (Rose, 1837). Кристаллы изучены Н. И. Кокшаровым (18536). Встречен в гранитоидах, серпентинитах, гранитных пегматитах, кварцевых жилах, как новообразование в бокситах и осадочных породах, а также в россыпях.

В единичных знаках отмечается в гранитоидах Северного и Приполярного Урала в виде кристаллов до 0.5 мм (Фишман и др., 1968). В пегматитах копи 15 (Ильмены) встречен в дипирамидальных кристаллах до 2 мм с хлоритом в пустотах на ортоклазе (Лабунцов, 1950). Синий анатаз в кристаллах до 3 мм найден в альпийских жилах в сиенитах Вишневых гор (Чесноков, 1959) с брукитом, рутилом и другими минералами.

В кварц-ильменитовых жилах в гранитоидах Приполярного Урала анатаз наблюдается в таблитчатых, усеченно-дипирамидальных и скелетных кристаллах, часто зональных, индигово-синего и зеленого цвета (Фишман и др., 1968). В хрусталеносных кварцевых жилах Приполярного Урала анатаз впервые описан И. И. Шафрановским (1937) с горы Неройки и детально — В. В. Букановым (1974). Встречен во всех типах жил, но наиболее эффектен в хрусталеносных жилах с призматическими кристаллами дымчатого кварца в виде присыпки и включений во внешних зонах роста (рис. 23). Нередки скопления в гнездовом выполнении и присыпки на стенках минерализованных трещин. Размеры кристаллов от 3—5 до 10 мм по длинной оси. Облик от таблитчатого до дипирамидального. В жилах, залегающих в амфиболитах, анатаз развивается по ильмениту. Встречены кристаллы с секториальной окраской. Иногда наблюдаются бесцвет-

Рис. 3. Кристаллы анатаза.

а-г — из хрусталеносных жил Приполярного Урала (Буканов, 1974); д, е — из Шабровских россыпей (Кокпаров, 1853). Формы: с{001}, а{100}, е{101}, d{301}, p{111}, v{117}.



ные кристаллы. В синих анатазах обычно присутствие 0.068 мас. % Nb_2O_5 и 0.011 Ta_2O_5 , в темно-синих и черных содержание этих примесей увеличивается до 0.204 и 0.019 соответственно. Кроме того, установлены Y, Cr и Fe. В гидротермально-измененных кварцитах р. Бол. Хаталамба (Приполярный Урал) остроконечные дипирамидальные

кристаллы желтовато-бурого цвета замещаются рутилом. Отмечен в апогипербазитовых серпентинитах Богословского горного округа, в псевдоморфозах лейкоксена по титаномagnetиту, с заметным, от синего до желтого, дихроизмом (Федоров, 1899).

Новообразованный анатаз описан из карбонатных пород Бакальского месторождения (Бургеля, 1958) в виде таблитчатых или тетрагонально-дипирамидальных кристаллов до 0.18 мм с секториальной окраской (от бесцветной до зеленовато-коричневой), вырастающих из агрегатов лейкоксена. Отмечается в палеозойских североуральских бокситах в таблитчатых светло- и красновато-бурых зернах (Бенеславский, 1963). Тонкодисперсный анатаз указывается в Соколовском и Одинском месторож-

дениях Зауралья (Луканина, 1959). В бокситах Соколовского месторождения содержится 9—10 мас. % TiO_2 ; кроме макроскопически установленных рутила и сфена, в тонкодисперсной фракции рентгенометрически доказано присутствие анатаза (Копченкова, Карюкина, 1948). Щеточки светло-голубого, бесцветного и голубовато-зеленоватого анатаза образуются по лейкоксену в песчаниках и кварцито-песчаниках, особенно широко в такатинской свите D_2 на Вишерском Урале.

Широко развит в зоне гипергенеза, где образует тонкозернистые псевдоморфозы по ильмениту в осадочных породах. Описан в виде псевдоморфоз по сфену и перовскиту из кальцитовых жил Сарановского рудника (Иванов, 1973). По перовскиту в зоне гипергенеза в кальцитовых жилах с выщелоченным кальцитом наблюдаются три типа псевдоморфоз: рутиловые, брукитовые и брукит-анатазовые. Последние наиболее распространены. Анатаз развивается в теле брукитовой псевдоморфозы неравномерно в виде микроконкреций — округлых, лепешковидных или вытянутых (от 0.1 до нескольких миллиметров в поперечнике). Чисто анатазовые псевдоморфозы попадают реже смешанных, они сохраняют форму перовскитовых кристаллов, имеют серый цвет и в изломе решетчатое строение. Реликтов перовскита в них не наблюдалось. Анатаз подтвержден рентгенометрически, наиболее сильные линии, d , Å (I): 3.49(10); 2.37(5); 2.09(5); 1.892(9); 1.664(8); 1.482(7); 1.337(7); 1.265(7); 1.165(7); 1.050(6) 1.041(7).

По В. А. Чащухиной, анатаз образуется при выветривании акцессорного поликраза из гранитов вместе с рабдофаном и рутилом. Буровато-серый, возможно, также анатазовый слой описан А. Г. Арцруни (1883) на перовските из месторождения Теплый Ключ.

На Сарановском месторождении встречены псевдоморфозы анатаза по ярко-зеленому хромистому сфену, который в жилах с выщелоченным кальцитом превращен с поверхности и вглубь по трещинам в тонкозернистый буровато-серого цвета анатаз. Определение подтверждено рентгенометрически. На основании того, что сфен, замещенный анатазом, встречается только в зоне выветривания серпентинитов и не подвергается изменениям в жилах с сохранившимся кальцитом, можно считать, что анатаз формируется в гипергенных условиях. Поскольку анатазовые и брукитовые псевдоморфозы по перовскиту наблюдаются в тех же условиях и характер их изменений аналогичен, то нет причин приписывать им другой генезис.

Крупные кристаллы отмечены в россыпях Атлянской, Шабровской, Бертевой (Rose, 1837; Романовский, 1849; Кокшаров, 1853б), Крестовоздвиженской (Карпов, 1830). В виде апоильменитового лейкоксона и кристаллического анатаза присутствует в песчаниках, кварцито-песчаниках и конгломератах, главным образом в Центрально-Уральском поднятии и Зауралье.

Псевдоморфозы рутила по пирамидальным кристаллам анатаза до 3—5 мм или их сросткам до 10 мм описаны Н. И. Кокшаровым (1853б) из Бакаинской россыпи Кочкарской системы.

В.З. Брукит — TiO_2 , ромб. с. (Brookite)

Брукит на Урале обнаружен в россыпях Пышминского завода (Rose, 1837), затем в Атлянской россыпи (Романовский, 1849). В коренном залегании впервые определен И. И. Шафрановским (1937) на горе Неройке и Г. Н. Вертушковым (1937) у Нейво-Рудянска, затем в других местах. Кристаллографически детально изучался Н. И. Кокшаровым, П. В. Еремеевым, Н. М. Лейхтенбергским и Н. Ю. Икорниковой. В настоящее время установлен в измененных гранитоидах, в амазонитовых пегматитах, полевошпатových жилах, альпийских и кварцевых жилах, как аутигенное образование в осадках и гипергенное по перовскиту, а также как кластогенный минерал в россыпях. Отмечается в некоторых измененных гранитоидах Приполярного Урала в виде таблитчатых кристаллов желтовато-коричневого цвета, развивающихся по анатазу (Фишман и др., 1968).

Установлен В. О. Поляковым в амазонитовом пегматите Ильменских гор на кристалле амазонита из западной жилы копи 71 в виде единственного кристалла с формами: $m\{100\}$; $l\{210\}$; $e\{122\}$; $t\{021\}$; $a\{100\}$; $c\{001\}$; $y\{104\}$; $x\{102\}$ (рис. 24). Цвет серый. Блеск алмазный.

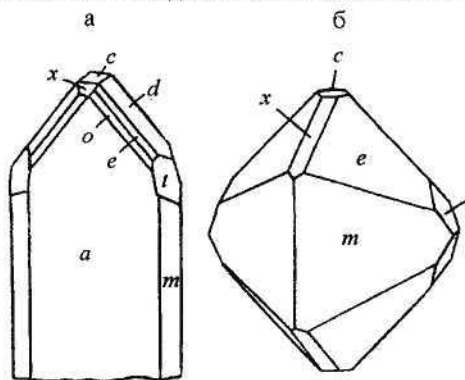


Рис. 24. Кристаллы брукита: а — из хрусталеносных гнезд Приполярного Урала (Буканов, 1974); б — из Ильменских гор (по В. О. Полякову). Формы: $a\{100\}$, $c\{001\}$, $m\{100\}$, $d\{043\}$, $x\{102\}$, $t\{021\}$, $o\{111\}$, $e\{122\}$

Таблица 51

Расчет рентгенограммы брукита из Ильменских гор

l	d, Å	hkl	l	d, Å	hkl
3	13.90	—	5	1.856	132
3	13.85	—	3	1.828	212
10	3.53	120	1	1.789	—
7	3.48	111	1	1.760	240
3	3.22	—	4	1.695	320
7	2.91	121	8	1.666	241
1	2.73	200	4	1.614	113
4	2.48	012	2	1.545	123
3	2.42	201	3	1.498	052
2	2.38	131	4	1.465	312, 291
2	2.34	220	3	1.455	203
1	2.30	040	3	1.446	152
1	2.19	—	4	1.438	213
4	2.14	221	1	1.420	161
2	2.10	—	1	1.416	—
1	2.06	—	3	1.366	400
5	1.973	032	3	1.338	332
8	1.898	231	2	1.238	024

Примечание. Условия съемки: $\text{CuK}_{\alpha 1}$ -излучение, Аналитик Р. С. Дудина.

В маломощных полевошпатовых жилах копи 157 (копь актинолита П. П. Сущинского) В. А. Поповым в 1975 г. описаны псевдоморфозы по сфену, состоящие преимущественно из небольших (до 2 мм) черных идиоморфных кристаллов брукита, погруженных в светлую землистую массу (Попов и др., 1978). Кристаллы имеют необычный псевдогексагональный облик "арканзита" с формами: $m\{110\}$; $e\{122\}$; $c\{001\}$; $x\{102\}$; $t\{021\}$. Количественным спектральным анализом установлено 5.9 мас. % Nb_2O_5 и 3.7 — Ta_2O_5 . Порошкограмма минерала (табл. 51) сходна с эталонной, но обнаруживает несколько большие значения межплоскостных расстояний; параметры элементарной ячейки брукита $a_0 = 5.46$; $b_0 = 9.22$; $c_0 = 5.15$ Å.

В табличках до 3 мм брукит описан из альпийских жил в щелочных породах Вишневых гор (Чесноков, 1963). В хрусталеносных кварцевых жилах брукит установлен на Приполярном, Среднем и Южном Урале. В жилах Приполярного Урала изучал-

ся И. И. Шафрановским (1937), Н. Ю. Икорниковой (1948) и В. В. Букановым (1974). Вместе с анатазом встречается во внешних зонах роста кристаллов кварца, на стенках гнезд и в гнездовом выполнении с кристаллами кварца призматического облика. Кристаллизовался или раньше анатаза, или позже, или синхронно. Размер индивидов по длинной оси от 0.5 до 40 мм, ширина до 30, толщина до 3. Окраска мелких кристаллов бледно-серая, крупных — медово-желтая, красновато-желтая до бурой. Характерны темноокрашенные пирамиды роста граней {001} и {021}.

Н. Ю. Икорникова выделяет два типа брукитов: желтовато-бурые пластинчатые кристаллы с преимущественным развитием граней дипирамиды {111} и желтые с зеленоватыми пирамидами роста хорошо развитых граней пинакоида и призмы {021}. В. В. Букановым установлена широкая распространенность кристаллов с гребнями пинакоида и комбинациями призм {001}, {043}, {021}. Нередко с расщепленными гребнями пинакоида. Плотность от 4.10 г/см³ у желто-бурых разновидностей до 4.14 у светло-желтых. Содержание Nb₂O₅ падает соответственно от 0.129 до 0.034 мас. %, содержание Ta₂O₅ практически постоянно — от 0.008 до 0.010. Местами наблюдается замещение брукита иголками рутила, ориентированными по длинной оси кристаллов брукита. Сравнительно широко распространен в хрусталеносных кварцевых жилах. На горе Неройка (Шафрановский, 1937; Буканов, 1974) в виде бурых исцитрихованных пластин в периферической зоне кристаллов кварца. Размер до 4×3,0×0,3 см, цвет золотисто-бурый, бледно-коричневый до черно-бурого и сине-черного. Обычно образует переходы в рутил вдоль оси [001]. В кварцевой жилке Андреевского карьера у Нейво-Рудянки брукит в кристаллах до 3×2×0.5 мм нарастает на альбит и содержит включения прохлорита. В другой жиле встречены плоскопризматические черные обломки брукита до 1×0.5×0.2 см (Вертушков, 1937, 1948 в). Отмечен в кварцевых жилах Пай-Хоя и амдермитах Амдерминского месторождения (Юшкин, 1980). В кальцитовых жилах с хромовыми хлоритами среди серпентинитов и хромититов Сарановского рудника наблюдался в виде золотисто-желтых прозрачных пластинок до 3 мм, переходящих по периферии в агрегат золотисто-желтого параллельно-игольчатого рутила. В зоне гипергенеза Сарановского месторождения в выщелоченных кальцит-корундофиллитовых и кальцит-амезитовых жилах встречены псевдоморфозы брукита по перовскиту. Последний, в кристаллах до 1 см по ребру куба, обычно замещен рутилом, брукитом и анатазом.

Чисто брукитовые псевдоморфозы встречаются редко, обычно с примесью анатаза. Они полностью сохраняют форму перовскитовых кристаллов, вплоть до штриховки на гранях. Цвет псевдоморфоз с поверхности светлый, серовато-зеленый с матовым блеском. В изломе наблюдается сложное строение. Как правило, у поверхности псевдоморфоза сложена шестоватым зеленым или светло-зеленым минералом с шестоватостью, нормальной к граням бывшего кристалла перовскита, а в ядре — массивной скрытокристаллической разностью зеленоватого цвета. Иногда центральная часть ядра образована реликтами свежего перовскита медово-бурого цвета с сильным алмазным блеском. Граница перовскита с зеленым минералом резкая, а поверхность реликтов имеет сложный микрорельеф с фигурами растворения. У зеленого минерала твердость в агрегате несколько больше 3, показатель преломления выше 2.10. Дебаеграмма, снятая с не вполне чистого вещества (табл. 52, обр. С-409), показала, что это брукит с незначительной примесью анатаза. Спектральным анализом в бруките установлены титан, кремний, магний и железо. Присутствием последнего, видимо, обусловлен зеленоватый цвет брукита. Для проверки предположения И. А. Зимина (1954) об образовании гидроокиси титана при изменении перовскита была снята кривая потери массы. Оказалось, что при температуре 140 °С минерал потерял 2.5 % воды, а в интервале 450—700 °С еще около 1 %. Эти результаты не подтверждают присутствия гидроокиси титана и вместе с рентгеновскими данными, (см. табл. 52) позволяют говорить, следуя Е. И. Семенову (1957), что это гель-брукит.

Аутигенный брукит установлен в углисто-глинистых известняках, доломитах и сидеритах Буландинского, Восточного и других месторождений Бакала в таблитчатых кристаллах до 0.15x0.06 мм желтой, синевато-зеленой и коричневой окраски (Бургеля, 1958) и в угленосных отложениях Яны-Маньинской свиты Северного Урала в ассоциации с ильменитом и лейкоксенном. Вместе с анатазом входит в состав некоторых лейкоксенов.

Брукит сравнительно широко развит в некоторых средне- и южноуральских россыпях, откуда первоначально описан. Обломки и крупные хорошо образованные кристаллы до 8x9x3.5 мм гиацинтово-красного цвета наблюдались в Атлян-ской россыпи у Миасса (Романовский, 1849, 1852; Кокшаров, 1849, 1853), до 5 мм — красновато-бурой, гиацинтово-красной, желтовато-бурой до черной окраски из Кочкарских россыпей на

Расчет рентгенограммы псевдоморфозы по перовскиту

С-409		Брукит		Анализ	
1	d, Å	1	d, Å	1	d, Å
3	13.90	—	5	1.856	132
7	3.91	—	—	—	—
10	3.50	10	3.46	10	3.51
3	3.22	10	3.22	—	—
8	2.93	6	2.87	—	—
1	2.75	—	—	—	—
1	2.63	—	—	—	—
3	2.50	4	2.45	—	—
1 2.36	1	2.39	5	2.37	—
2	2.26	1	2.29	—	—
1	2.16	4	2.17	—	—
1	2.07	3	2.04	—	—
2 1.978	3	1.953	—	—	—
4	1.892	4	1.881	9	1.887
3	1.836	2	1.842	—	—
3	1.698	10	1.681	7	1.696
4 1.655	2	1.654	7	1.662	—
—	—	6	1.619	—	—
1—2	1.606	1	1.601	—	—
0.5	1.544	2	1.531	—	—
1	1.496	2	1.476	7	1.480
1	1.442	4	1.450	7	1.447
—	—	1	1.439	—	—
2	1.364	8	1.356	6	1.361
2	1.336	2	1.341	6	1.335
1	1.312	1	1.307	—	—
1	1.285	—	—	—	—
1	1.261	—	—	7	1.261
—	—	—	—	2	1.247
1	1.234	1	1.236	—	—
2	1.162	2	1.166	6	1.163
1	1.143	3	1.146	—	—
1	1.119	3	1.116	—	—
—	—	2	1.079	—	—
—	—	—	—	5	1.049
1	1.038	4	1.036	5	1.041

Примечание. С-409 — гедь-брукитовая псевдоморфоза по перовскиту. Условия съемки: камера РКД-57.3, Fe-излучение. Брукит и анализ по (Михеев, 1957).

Таблица 53

Химический состав брукитов из Атлянской россыпи, мас. %

С-409	1	d, Å
TiO ₂	94.09	94.31
Fe ₂ O ₃	4.50	3.28
Al ₂ O ₃	Следы	-
П. п. п.	1.40	1.31
Сумма	99.99	98.90

Примечание. 1 — (Романовский, 1852); 2 — (Р. Герман, 1849), по Кокшарову (1853).

бывшем Мариинском, Еленинском и Юльевском приисках (Еремеев, 1887). Анализы брукитов сделаны на материале из россыпи (табл. 53).

В.4. Ильменит — FeTiO₃, триг. с. (Ilmenite)

Ильменит — минерал, открытый в 1825 г. в Ильменских горах на Урале И. Н. Менге и первоначально названный им танталитом (Менге, 1827). Образцы этого танталита разошлись по всей Европе. Название "ильменит" впервые предложил для этих образцов профессор Казанского университета А. Я. Купфер. Однако в его руках оказался асимметрично развитый кристалл, вследствие чего сингония ильменита была определена как моноклинная. Кроме того, им были измерены и ромбические кристаллы, также называемые И. Менге танталитом, а Купфер, в свою очередь, назвал их тоже ильменитом. С образцами, попавшими в Западную Европу, дело обстояло несколько иначе. Густав Розе, получивший для измерения кристаллы "танталита" через Х. С. Вейсса, определил сингонию минерала как тригональную, установил сходство с кристаллами гематита, показал, что кристаллы ильменита Купфера по углам такие же, как и его, только неверно сориентированные, и по поведению перед паяльной трубкой и по результатам химического анализа, произведенного Генрихом Розе, установил, что ильменит Купфера есть титанистое железо (Розе, 1827). Принадлежность минерала к тригональной сингонии установил независимо от Г. Розе А. Леви, получивший образцы через Гейланда. Г. Д. Брук, измеряя кристаллы танталита (современного колумбита) Менге, нашел, что

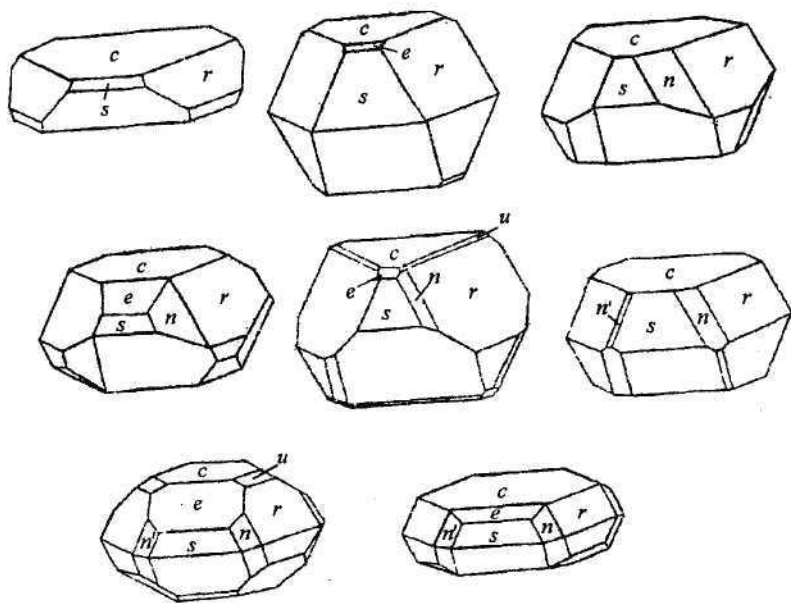


Рис. 25. Кристаллы ильменита из пегматитов Ильменских гор (по Н. И. Кокшарову). Условные обозначения см. на рис. 41

они относятся к ромбической сингонии, но также призывал удерживать за ними название "ильменит" (Brooke, 1834). Однако после статьи Г. Розе (1827) за тригональным титанистым железом прочно закрепилось название "ильменит". Сам И. Н. Менге так и не уловил разницы между двумя привезенными им минералами и в следующем своем описании везде название "танталит" автоматически заменил названием "ильменит" (Менге, 1842).

Много внимания ильменскому ильмениту уделяет Н. И. Кокшаров в "Материалах для минералогии России". Он пишет, что ильменит чаще встречается в кристаллах, иногда до 25 см, реже в виде неправильных выделений в миаските, приводит химические анализы Мозандера и Делессе (1829) и пересчет на формулу Раммельсбергом, где взяты трехвалентный титан в соединении с трехвалентным железом. Особое внимание уделил Н. И. Кокшаров (1851—1855) (рис. 25) кристаллам ильменита. Он определил восемь простых форм и отметил, что из-за несовершенства кристаллов ильменита точные отличия в углах от

гематита не устанавливаются. Затем М. П. Мельников (1882) подробно описал Ильменские минеральные копи, в том числе и ильменитовые.

Новый этап изучения ильменита и его месторождений начался на рубеже 19—20 вв., когда возникла потребность для промышленных нужд. В это время К. А. Шишковским велась разведка ильменитовых месторождений в Южной части Ильменского хребта и в районе Савельева лога, где и проводилась старательская добыча ильменита.

В 1925—1927 гг. ильменитом занималось Уральское отделение Института прикладной минералогии "Уралгеомин", осуществлявшее разведки ильменитовых месторождений в районе Савельева лога и гор Фирсовой, Лохматой, Савельева. Результаты работ отражены в нескольких статьях (Клер, 1926; Китаев, 1929; Крыжановский, Гинзбург, 1949). Затем было открыто Селянское месторождение ильменита и ильменорутила (Пантелеев, 1936; см. также: Ильменорутил). Из этих месторождений во время Великой Отечественной войны было добыто значительное количество ильменитовой руды (Симонов, 1949).

Детальное изучение ильменитов из метаморфизованных руд Кусинской интрузии проведено И. И. Малышевым и другими (1934), затем В. С. Мясниковым (1959) и О. В. Карповой (1974). Активно исследовали ильмениты из клинопироксенитов Платиноносного пояса И. И. Малышев и другие (1959), В. Ф. Борисенко (1966), В. Г. Фоминых с сотрудниками (1974). Ильмениты из метаморфических образований изучались Г. Н. Вертушковым (1956), П. Я. Ярошем (1955), щелочных пегматитов В. О. Поляковым (19806).

Ильменит — обычный минерал ортомагматических пород, в которых имеются две основные разновидности: первичный ортомагматический ильменит и продукты распада в ортомагматическом титаномагнетите.

В ультрамафитах очень редок. В ультрамафических кимберлитоподобных породах в бассейнах рек Чикмана и Няра (Губахинский Урал) наблюдался в желваках гематитизированных пород и по составу относится к пикроильменитам с 6—9.6 мас. % MgO, тогда как ильменит из щелочно-ультраосновных и кимберлитоподобных пород имеет нормальную или повышенную марганцовистость (Гаранин и др., 1979). Близкий состав (11.6 мас. % MgO) имеет пикроильменит из аналогичных пород Приполярного Урала (Мезенцев, Нефедов, 1970).

В габбро ильменит — обычный аксессуарный минерал, а также формирует самостоятельные сегрегации. В габброидах и габбро-диабазе образует решетчатые структуры распада в аксессуарном титаномагнетите. Самостоятельные зерна, мирмекиитовые вроски, реже изометричные поздние зерна.

В расслоенных габброидах Копанской интрузии ильменит развит в ассоциации с титаномагнетитом, а в верхней части интрузии образует самостоятельные линзовидные тела полиэдрического ильменита (Мясников, 1954; Карпова, 1974).

В габброидах Кусинско-Копанской расслоенной интрузии аксессуарный ильменит образует ксеноморфные зерна до 0.5x0.5 мм, часто таблитчатой формы, согласные с трахитоидностью. Небольшие его сегрегации известны в висячем боку близ ксенолитов кварцитов. Характерна тесная ассоциация с апатитом и продуктами распада, представленными магнетитом и гематитом (Карпова, 1974) (табл. 54). При динамических напряжениях происходит двойникование (рис. 26, 27).

Ильменит в рудных пластах Кусинско-Копанской расслоенной интрузии редок (5—10 %), встречается в виде таблитчатых зерен 0.5—3 мм в сростании с титаномагнетитом. Однако в отдельных линзовидных пластах в кровле массива его содержание достигает 50 %. Состав ильменита сплошных руд дан в табл. 55.

Ильменит в продуктах распада титаномагнетита из Копанского массива образует решетку размером 0.5—1.0 и 3—10 мм в индивидах магнетита по направлениям октаэдрической отдельности магнетита. Решетка развита во всем зерне или по периферии, или только в центральной части, или вдоль трещин. Размер пластинок $0n-0.00n$ мм в длину и до $0.000n$ мм в ширину. Местами ильменит в ульвошпинели развит по плоскостям {100}.

В зависимости от степени метаморфизма происходит огрубление решетки до образования неправильных сегрегаций ильменита и концентрации мелких зерен его по границам индивидов титаномагнетита и трещинам катаклаза.

К ортомагматическому относится ильменит из габбро Куйбасовского габбрового массива близ Магнитогорска и Волковского габбрового массива близ Кушвы (см. табл. 54).

В гранитоидах, особенно в парнукском габбро-диоритовом комплексе в разностях повышенной щелочности, встречается в виде мелких зерен, часто со сфеном, в биотите. В микроклиновых гранитах Кочкаря (Львов, 1965) ильменит находится в количестве 0.05 % в мелких (0.1—0.3 мм) таблитчатых кристаллах и непра-

Таблица 54

Химический состав ильменитов из ортомагматических габбро, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	1.54	0.92	2.48	1.16	1.64	0.82	1.72	1.15
TiO ₂	47.50	46.0	44.2	47.8	42.0	49.50	46.10	47.94
Al ₂ O ₃	0.76	0.67	0.80	0.53	0.80	-	1.0	0.37
Cr ₂ O ₃	-	-	0.01	0.01	0.01	-	0.02	-
Fe ₂ O ₃	11.18	10.36	9.86	6.71	13.11	7.19	8.17	8.22
FeO	35.20	41.50	38.51	41.83	37.52	40.23	40.84	38.18
MnO	1.49	0.10	0.62	0.24	0.32	2.02	0.41	3.12
NiO	-	0.01	0.01	0.01	0.01	-	0.01	-
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	3.10	0.27	1.10	0.10	0.24	0.46	0.32	0.37
CaO	-	0.55	0.77	1.10	0.55	0.16	0.55	-
ZnO	-	0.01	-	0.06	0.14	-	0.05	-
V ₂ O ₅	0.08	0.20	0.2	0.20	0.10	0.10	-	-
K ₂ O	-	0.11	0.03	0.08	0.11	-	0.10	-
Na ₂ O	-	0.06	0.18	0.04	0.07	-	0.05	-
П.п.п.	-	0.22	1.65	0.72	3.96	-	0.71	0.23
Сумма	100.85	100.98	100.12	100.59	100.58	100.48	100.05	99.58

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
SiO ₂	1.04	0.82	1.10	0.78	1.4	0.85	0.55	0.35
TiO ₂	46.25	43.5	41.0	47.5	46.5	49.64	49.09	49.87
Al ₂ O ₃	0.37	0.10	6.55	0.40	0.45	0.55	0.59	0.50
Cr ₂ O ₃	0.01	0.14	0.19	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	9.58	5.38	6.92	6.73	12.76	4.75	5.20	4.53
FeO	40.23	47.30	41.26	43.09	38.8	41.86	42.77	43.23
MnO	0.64	0.58	1.18	0.08	0.24	1.82	1.07	1.16
NiO	-	0.001	0.001	0.01	-	-	-	-
CoO	-	0.02	0.01	-	-	-	-	-
MgO	0.70	0.79	1.06	0.87	-	-	0.35	0.47
CaO	-	0.44	0.66	-	-	-	0.06	-
ZnO	-	1.68	0.15	0.01	-	-	-	-
V ₂ O ₅	0.16	0.14	0.12	0.01	0.20	0.11	0.12	0.14
K ₂ O	-	0.05	0.05	0.12	-	-	-	-
Na ₂ O	-	0.18	0.05	0.04	-	-	-	-
П.п.п.	-	1.0	0.1	0.72	-	-	-	-
Сумма	98.98	102.12	100.40	100.36	100.35	99.58	99.80	100.25

Компонент	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO ₂	0.53	0.45	-	1.58	1.88	1.12	1.30	1.41
TiO ₂	47.39	47.90	51.6	46.00	49.00	49.25	46.0	48.11
Al ₂ O ₃	0.51	0.21	-	0.45	0.29	0.41	-	0.58
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.02	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃	6.45	6.73	d50.0	11.38	1.88	6.39	11.58	7.94
FeO	42.63	42.72	-	40.05	37.72	40.95	39.51	40.40
MnO	1.18	2.21	0.81	0.49	1.41	0.71	1.20	0.93
NiO	-	-	-	-	-	-	-	-
CoO	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.38	0.15	Не обн.	0.75	0.92	0.65	0.30	0.45
CaO	0.39	-	-	-	0.01	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	-	0.04
V ₂ O ₅	0.07	-	0.29	0.29	0.03	0.20	0.27	0.20
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-
П.п.п.	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.53	100.37	102.70	101.01	93.14	99.68	100.16	100.06

Примечание. 1 — из биотитового мелкозернистого габбро, месторождение Малый Куйбас, скв. 111, глуб. 137-147 м; 2—8 — Маткальское месторождение: 2 — из трахитоидного габбро пироксен-плагноклазового, скв. 1207, глуб. 346 м; 3 — из магнетитовых клинопироксенитов, скв. 1201, глуб. 21.3 м; 4 — из трахитоидного габбро с ильменит-титаномagnetитовой вкрапленностью, скв. 1205, глуб. 259.2—309 м; 5 — из среднезернистого сосюритизированного габбро, скв. 1205, глуб. 14 м; 6 — из меланократового габбро, скв. 1202, глуб. 239 м; 7 — из роговообманкового сосюритизированного габбро, скв. 1205, глуб. 334—341 м; 8 — из крупнозернистого габбро с апатитом, кроме того, 0.16 мас. % Nb₂O₅, 0.09 Ta₂O₅; 9—13 — Конанское месторождение: 9 — из трахитоидного среднезернистого габбро с повышенным содержанием сульфидов, скв. 185, глуб. 363 м; 10 — из рудного среднезернистого мезократового габбро, скв. 145, глуб. 120 м; 11 — из мезократового офитового габбро с титаномagnetитом, скв. 152, глуб. 117 м; 12 — из трахитоидного габбро-норита, скв. 152, глуб. 214.5 м; 13 — из крупнозернистого безрудного роговообманкового габбро, скв. 188, глуб. 120 м; 14 — из измененного габбро в роговиках западного контакта, Конанский массив; 15 — из краевой части рудного пласта, там же; 16 — из рудного габбро центральной зоны, там же; 17, 18 — из рудного мелкозернистого габбро кровли, там же; 19 — однородное по составу крупное (до 2 мм в поперечнике) зерно первично обособленного ильменита во вкрапленной титаномagnetитовой руде в среднезернистом мезократовом габбро, Конанское месторождение (материалы В. Г. Фоминых, микросонд); 20—22 — Медведское месторождение: 20 — из мезократового среднезернистого рудного габбро, скв. 1043, глуб. 35 м; 21 — из рассланцованного среднезернистого габбро, скв. 1036, глуб. 89.5 м; 22 — из трахитоидного хлоритового мезократового габбро, скв. 1013, глуб. 162 м; 23—24 — Кузнецкое месторождение: 23 — из меланократового среднезернистого амфиболитового габбро, шахта Центральная, гор. 166, ось 47 между залежами 2 и 3; 24 — из тацитового габбро, Гусевогорское месторождение, Главная залежь, гор. 220, стык 33. Ан. 8.14-18 — (Карцова, 1974).

вильных зернах, нередко сросшихся с монацитом и ксенотимом. Состав ильменита из гранитоидов отличается повышенным содержанием Mn и иногда Fe³⁺ (Ферштатер и др., 1978) (табл. 56).

В миаскитах и сиенитах Ильменских и Вишневых гор ильменит — обычный акцессорный минерал, иногда с пирохло-



Рис. 26. Зерно титаномagnetита с пластинками ильменита из амфиболитизированного габбро-норита. Кусинское месторождение. Протравлено HCl. Увел. 45

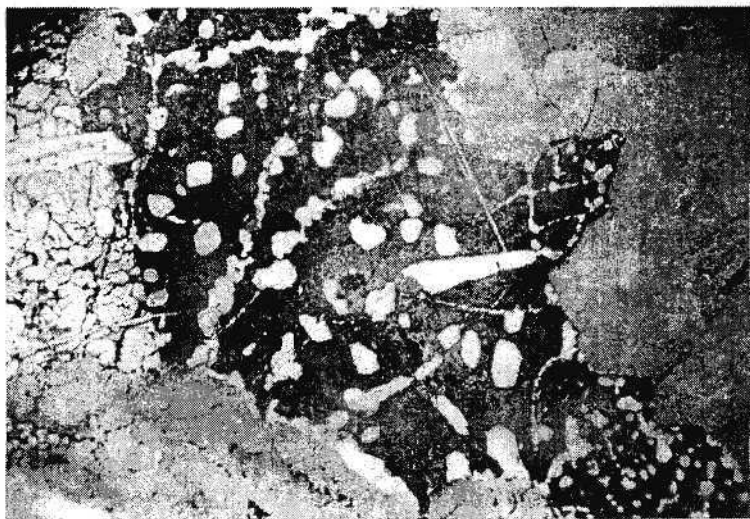


Рис. 27. Сегрегационная форма выделения ильменита (белое) в титаномagnetите в амфиболитизированном габбро-норите Кусинского месторождения. Протравлено HCl. Увел. 45

Таблица 55

Химический состав ильменитов титаномагнетитовых пластов и сегрегаций,
мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	0.66	1.66	0.62	0.82	0.28	1.36	-
TiO ₂	47.50	46.25	45.25	48.11	47.25	46.0	47.0
Al ₂ O ₃	0.88	4.70	1.00	0.33	0.82	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0.01	-	-	-
Fe ₂ O ₃	15.57	6.28	11.34	6.48	9.99	9.78	10.77
FeO	26.22	32.33	34.48	42.77	33.40	40.59	39.15
MnO	0.99	0.01	1.09	0.92	1.32	0.84	2.43
NiO	-	0.03	-	-	-	-	-
CoO	-	0.02	-	0.001	-	-	-
MgO	7.02	6.90	5.88	0.35	6.08	0.74	0.67
CaO	-	0.92	-	-	-	-	-
ZnO	-	0.42	-	0.2	-	-	-
V ₂ O ₅	-	0.05	0.04	0.16	0.01	0.14	-
K ₂ O	-	0.10	-	-	-	-	-
Na ₂ O	-	0.2	-	0.07	-	-	-
П.п.п.	-	1.35	-	0.24	-	-	-
Сумма	98.84	101.22	99.70	100.46	99.15	99.45	100.02

Компонент	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0.94	1.28	1.20	1.50	1.52	0.50	0.40
TiO ₂	46.5	48.07	45.1	44.5	45.0	48.46	48.0
Al ₂ O ₃	0.41	0.64	0.67	0.8	1.07	0.27	1.10
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	0.003	0.01	0.15
Fe ₂ O ₃	12.37	8.15	9.51	9.02	13.4	5.05	6.67
FeO	39.16	39.87	41.83	41.17	29.71	41.88	39.38
MnO	0.18	1.34	0.50	0.36	0.02	1.15	1.03
NiO	-	-	0.01	0.01	0.03	0.01	-
CoO	-	-	-	-	0.02	0.01	-
MgO	0.48	-	0.12	0.24	6.30	1.83	3.26
CaO	-	-	0.33	0.22	0.44	-	-
ZnO	-	-	0.37	0.31	0.01	0.06	-
V ₂ O ₅	0.13	0.29	0.20	0.14	0.04	0.08	0.03
K ₂ O	-	-	0.09	0.07	0.10	-	-
Na ₂ O	-	-	0.03	0.04	0.20	0.06	-
П.п.п.	-	-	0.78	2.00	3.09	0.57	-
Сумма	100.17	99.64	100.74	100.38	100.95	99.94	100.02

Компонент	15	16	17	18	19	20	21
SiO ₂	0.14	1.26	0.60	1.61	1.32	0.34	-
TiO ₂	47.76	48.0	49.50	47.1	43.1	47.98	45.75
Al ₂ O ₃	0.28	0.80	-	0.67	0.10	0.16	-
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	-	-	0.15	0.07	-
Fe ₂ O ₃	12.05	6.12	7.43	4.76	8.28	7.50	16.37
FeO	37.50	42.50	41.45	42.48	42.27	40.40	31.25
MnO	0.24	0.62	1.15	0.17	0.73	0.79	3.43
NiO	0.01	0.01	-	0.01	0.01	0.04	-
CoO	-	-	-	-	0.04	0.005	-
MgO	1.78	0.39	0.38	0.79	0.32	2.05	3.65
CaO	0.47	0.22	-	0.33	0.55	-	-
ZnO	0.09	0.01	-	0.04	1.73	0.32	-
V ₂ O ₅	0.13	0.14	0.06	0.10	0.43	0.32	-
K ₂ O	0.05	0.08	-	0.06	0.05	-	-
Na ₂ O	0.05	0.10	-	0.04	0.05	0.08	-
П.п.п.	0.20	0.19	-	0.73	0.90	0.17	-
Сумма	100.76	100.45	100.57	98.89	100.03	100.23	100.45

Примечание. 1—5, 12 — месторождение Малый Куйбас:

1 — среднезернистая титаномагнетитовая руда, ски. 111, глуб. 88-90 м; 2, 3 — среднезернистая титаномагнетитовая руда, ски. 111, глуб. 84-88 м; 4 — слонная титаномагнетитовая руда, ски. 111, глуб. 107 м; 5 — слонная титаномагнетитовая руда с сульфидами, ски. 111, глуб. 173.7-184.3 м; 12 — слонная титаномагнетитовая руда, ски. 111, глуб. 42—44 м; 6—11 — Магальское месторождение: 6 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда в среднезернистом габбро, ски. 1200, глуб. 211.25-254.0 м; 7 — слонная титаномагнетитовая руда, ски. 1201, глуб. 77.5—78 м; 8 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда в среднезернистом габбро, ски. 1200, глуб. 253 м; 9 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда, ски. 300, глуб. 78.1 м; 10 — слонная титаномагнетитовая руда, ски. 1206, глуб. 87 м; 11 — титаномагнетитовая руда, ски. 1200, глуб. 274 м; 13—18 — Копанское месторождение: 13 — слонная титаномагнетитовая руда в габбро, ски. 124, глуб. 13.3 м; 14 — ильменит с пластинками гематита (Мясников, Карпов, 1956); 15 — ильменитовая руда, Саткинская ильменитовая залежь; 16 — титаномагнетитовая руда, ски. 188, глуб. 150.2 м; 17 — густовкрашенная титаномагнетитовая руда в трахитовом габбро, ски. 188, глуб. 150.2 м; 18 — шпиль слонной титаномагнетитовой руды, ски. 188, глуб. 151 м; 19 — титаномагнетитовая руда мелкозернистая густовкрашенная, Медведское месторождение, ски. 1023, глуб. 180.30 м; 20, 21 — Волковское месторождение: 20 — слонная магнетит-анатит-титаномагнетитовая руда в габбро, ствол шахты Центральной; 21 — слонная апатит-титаномагнетитовая руда, ски. 672, глуб. 435 м.

ром, редко с магнетитом; содержание его падает от 0.73 % в миаскитах до 0.26 % в биотитовых сиенитах (Еськова и др., 1964; Левин, 1974). Состав ильменита из миаскитов, мас. %: TiO₂ 43.70; Al₂O₃ 0.39; Fe₂O₃ 12.84; FeO 37.50; MnO 2.07; MgO 0.62; CaO 0.34; Nb₂O₅ 2.26; Ta₂O₅ 0.06; сумма 99.78. В карбонатах Вишневых гор встречается в виде округлых зерен до 10 см.

Химический состав ильменитов из грантоидов, мас. % (Феритгер и др., 1978)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
TiO ₂	48.70	45.50	50.44	43.07	48.20	49.19	40.30	48.80	50.44	48.35	48.35	50.80	50.44	43.00	49.71
Al ₂ O ₃	0.37	0.69	1.53	1.35	Следы	-	0.86	1.21	0.56	1.15	0.31	-	1.04	0.96	-
Fe ₂ O ₃	11.05	20.24	2.40	25.28	12.73	45.71	38.00	8.53	8.41	7.63	19.14	10.83	10.03	23.41	44.78
FeO	35.33	28.35	37.35	18.07	35.46		15.29	32.20	31.95	34.45	22.65	25.10	30.85	29.81	
MnO	2.49	3.10	6.40	11.97	1.44	5.64	5.11	7.60	7.49	7.09	10.10	12.03	8.67	1.47	4.02
MgO	0.21	0.28	0.23	0.34	1.00	0.08	1.27	0.09	0.06	0.12	0.06	0.08	0.09	0.05	-
Сумма	98.15	98.16	98.35	100.08	98.83	100.62	100.83	98.43	98.91	98.79	100.61	98.84	101.12	98.70	98.51

Примечание. 1 — из плагиогранодиорита, Катинидырский массив, Муртоджары; 2 — из кварцевого диорита, Курманский массив; 3 — из сиенитогранодиорита, Карабулакский массив; 4 — из граносиенита, Верхнеуральский массив; 5 — из сиенитогранита, Шабуровский массив; 6 — из кварцевого диорита, Владимирско-Кузнецкий массив; 7 — из гранита, Черныоковский массив; 8-10 — из гранитов, Шоттиский массив, Муртоджары; 11 — из гранитов, Кремлекулский массив; 12 — из адамелитов, Суттаевский массив; 13 — из гранитов, там же; 14 — из гранитов, Алушский массив; 15 — из гранитов, Джабык-Карагизский массив.

Таблица 57

**Химический состав ильменита из вулканитов, мас. %
(Материалы Е. Е. Порошина)**

Компонент	1		2	3			4	5
				а	б	в		
SiO ₂	—	—	0.15	—	—	0.02	—	—
TiO ₂	46.64	45.57	47.26	57.97	43.18	51.39	50.50	49.87
Al ₂ O ₃	0.20	0.16	0.29	0.10	0.55	0.31	—	0.07
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	0.17	—	0.24
Fe ₂ O ₃	12.93	14.21	9.76	—	21.59	5.19	4.20	5.32
FeO	36.13	36.03	35.60	40.76	29.06	38.51	43.67	43.17
MnO	1.95	2.89	6.75	0.57	0.32	0.57	1.49	0.85
MgO	2.15	1.14	—	1.40	5.30	4.01	0.13	0.41
CaO	—	—	0.19	0.11	—	0.01	—	0.01
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.91	100.00	100.18	99.99	99.94

Компонент	6		7		8	9	10	11
	а	б	а	б				
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
TiO ₂	49.04	43.65	49.25	43.58	45.35	51.11	40.02	47.23
Al ₂ O ₃	0.21	0.18	0.18	0.24	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0.27	0.20	0.16	0.21	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	8.20	18.75	7.01	18.33	15.99	3.41	26.14	11.56
FeO	39.44	33.76	40.50	34.62	34.81	41.36	30.49	35.57
MnO	0.41	0.73	1.66	1.02	1.17	3.55	0.61	4.10
MgO	2.27	2.58	1.05	1.94	2.69	0.56	2.74	1.54
CaO	0.10	0.04	0.17	0.04	—	—	—	—
Сумма	99.94	99.89	99.98	99.98	100.01	99.99	100.00	100.00

Примечание. 1 — из афировых базальтов Мугоджарской свиты D₂, р. Шулак; 2 — из пеллитов, там же; 3 — из оливин-плагноклазовых порфиритов базальтового состава Магнитогорской зоны C₁, р. Грязнушка; а — фаза, переходная к армоколиту, б, в — вкрапленники; 4 — из афирового базальта, там же; 5 — из дацитовых порфиритов Тагильского синклинория SW₁, пос. Сосновка; 6 — из андезитовых порфиритов Тагильского синклинория, р. Гапка, скв. 905, гл. 96 м, а, б — крайние составы; 7 — из дацитовых порфиритов Тагильского прогиба, д. Башенска; а, б — крайние составы; 8, 9 — из офиолитовых базальтов C₁, р. Урал, близ устья р. Грязнушкинской; 10 — из афировых базальтов T₁₂ гурьинской серии, Кушмурунская депрессия; 11 — то же, Изильско-Борисовская депрессия. Ан. 1—7 — микрозонд, 8—11 — "мокрая химия".

Ильмениты детально изучены Е. Е. Порошиным в афировых базальтах D₂ Тагильского и Магнитогорского прогибов в парагенезисе с высокотитанистыми магнетитами, с продуктами распада ильменит-магнетита. В оливин-плагноклазовых порфиритах

Магнитогорского прогиба и дацитовых порфиритах Тагильского прогиба, а также в базальтах карбона и триаса Зауралья ильменит образует самостоятельные индивиды размером до 1 мм. Кроме ведущих элементов (табл. 57) постоянно присутствуют, мас. %: Co, Ni, V 0.8—1.7; Cu, Zn 0.6—0.9; Pb, Nb 0.3; Zr 0.7—1.0.

Ильменит известен во всех типах пегматитов, кроме дунит-пегматитов, но наиболее широко развит в миаскитовых пегматитах и сиенитовых пегматитах Селянкинского месторождения в ильменогорском комплексе. Обычный минерал габбро-пегматитов в габброидных массивах Платиноносного пояса Урала, где имеет такую же морфологию и типы, как и в габбро, отличаясь более крупными размерами индивидов (табл. 58). В горнблэндит-пегматитах Гусевогорского и Первоуральского месторождений ильменит имеет вид самостоятельных зерен и продуктов распада в титаномagnetите. В десилицированных пегматитах Изумрудных копей находится в реакционных оторочках в доломитовых жилках в пластинчатых выделениях до 0.3 x 3 см (Власов, Кутукова, 1969). Отличается повышенным содержанием Mn (до 2.2 мас. %).

Наиболее известны ильмениты из миаскитовых пегматитов; именно они первоначально получили свое название. Жилы миаскитовых и близких к ним пегматитов с ильменитом располагаются в южной оконечности Ильменского хребта и в районе гор Фирсовой, Лохматой, Савельевой. Пегматитовые жилы южной группы являются классическими миаскитовыми пегматитами с более или менее постоянными соотношениями нефелина и полевого шпата, иногда с лепидомеланом и второстепенными апатитом, пирохлором, цирконом, содалитом, кальцитом (копи 1—9, 115, 117, 118, 125, 162 и др.). Пегматиты гор Фирсовой, Савельевой, Лохматой, иногда совсем не содержат нефелина и состоят из полевого шпата, кальцита, лепидомелана, апатита, ильменита (копи 144, 154, 155). Часть жил имеет строго зональное строение, где периферия сложена полевым шпатом, далее к центру отмечены нефелин и карбонатное ядро (коп. 190). В подобных условиях ильменит находится и в Вишневых горах. В миаскитовых пегматитах он чаще встречается в кристаллах размером от нескольких миллиметров до 20 см массой до 60 кг. Форма кристаллов близка к изометричной, с развитием почти всех известных для ильменита форм. Цвет черный, черта черная, иногда у ильменитов с высоким содержанием марганца — бурая. Твердость 5—6, плотность 4.71—4.814. Химический состав ильмени-

Таблица 58

**Химический состав ильменитов из габбро-пегматитов
и горнблендит-пегматитов, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	2.34	2.21	1.54	9.78	—	1.40	2.26	—
TiO ₂	46.50	47.6	47.5	44.30	49.92	41.6	47.5	45.25
Al ₂ O ₃	0.88	0.50	0.80	1.76	—	3.28	0.41	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0.01	0.01	—	0.13	—	—
Fe ₂ O ₃	12.58	7.23	3.87	3.55	6.80	7.74	11.18	10.00
FeO	32.68	40.86	41.83	30.21	41.30	41.6	36.64	40.94
MnO	1.71	0.10	0.34	0.81	1.77	0.92	1.07	2.82
NiO	—	0.01	0.01	0.01	—	0.001	—	—
CoO	—	—	—	—	—	0.01	—	—
MgO	2.27	0.21	2.67	0.62	0.41	0.75	0.88	1.64
CaO	—	0.29	1.52	7.59	—	0.66	—	—
ZnO	—	0.14	—	0.04	—	2.81	—	—
V ₂ O ₅	0.07	0.20	—	0.26	—	0.14	0.15	—
K ₂ O	—	0.14	0.05	0.18	—	0.09	—	—
Na ₂ O	—	0.14	0.03	0.07	—	0.05	—	—
П.п.п.	—	1.09	0.28	0.44	—	0.1	—	—
Сумма	99.03	100.72	100.45	99.63	100.20	101.28	100.09	100.65
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	—	—	—	—

Компонент	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	0.84	0.16	—	1.06	—	Не обн.
TiO ₂	48.05	48.70	50.28	48.20	50.0	52.80
Al ₂ O ₃	0.94	0.76	—	1.07	0.04	Не обн.
Cr ₂ O ₃	—	—	—	0.02	0.02	—
Fe ₂ O ₃	5.30	4.06	7.05	10.84	—	2.70
FeO	42.63	44.32	39.84	33.53	48.0	42.17
MnO	1.16	1.24	1.20	0.39	2.3	2.22
MgO	0.28	—	2.40	3.87	2.5	Не обн.
CaO	—	0.33	—	0.33	—	—
ZnO	—	—	—	0.10	—	—
V ₂ O ₅	0.12	0.09	—	0.14	1.02	—
Nb ₂ O ₅	0.06	—	—	—	—	—
Ta ₂ O ₅	—	Не обн.	—	—	—	—
Сумма	99.38	99.66	100.77	99.55	103.88	99.89
Плотность, г/см ³	4.71	4.76	4.63	—	—	—

Примечание. 1 — из рудного габбро-пегматита, месторождение Малый Куйбас, скв. 111, глуб. 154—157,6 м; 2—4 — Маткальское месторождение: 2 — из крупнозернистого лейкократового габбро, скв. 1205, глуб. 171 м; 3 — из крупнозернистого роогообманкового, соскоритизированного габбро, скв. 1202, глуб. 123 м; 4 — из крупнозернистого лейкократового габбро, скв. 1205, глуб. 214—259,2 м; 5—7 — Копанское месторождение: 5 — из крупнозернистого соскоритизированного биотитового габбро, скв. 152, глуб. 212,5 м; 6 — из габбро-пегматита с апатитом, биотитом и титаномagnetитом, скв. 155, глуб. 182—183 м; 7 — то же, с вкрапленностью титаномagnetита и с выделениями биотита, скв. 6402, глуб. 15 м; 8 — из пегматитового габбро, Копанский массив (Карпова, 1974); 9 — из пегматитового габбро, Волковское месторождение, скв. 576, глуб. 81 м; 10 — то же, западная зона, Копанский массив (Карпова, 1974); 11 — из горнблендит- и габбро-пегматитов Первоуральского месторождения (Фоминных, 1962); 12 — из горнблендит-пегматитов главной залежи Гусевгорского месторождения (Фоминных и др., 1987), кроме того, K_2O 0,10, Na_2O 0,05, и.п.п. 0,12, Ni 0,01, P 0,01, S 0,16; 13 — крупное (до 1,5 мм) зерно первично обособленного ильменита в густовкрапленной титаномagnetитовой руде в средне-крупнозернистом горнблендите, Первоуральское месторождение (материалы В. Г. Фоминных, микросонд); 14 — из хлоритовой зоны десилицированных гранитных пегматитов Изумрудных копей (Власов, Кутукова, 1960).

тов из миаскит-пегматитов (табл. 59) в целом отвечает формуле, но содержит значительные примеси MnO (1—7 мас. %).

В сиенитовых пегматитах ильменит находится в так называемом Селянкинском месторождении ильменорутила (копь 158). Это серия мощных, до нескольких десятков метров, и протяженных (до 100 м) жил пироксен- и биотит-полевошпатовых пегматитов, содержащих крупные зональные овоиды, состоящие главным образом из титановых минералов (см.: Ильменорутил). Ильменит здесь находится в центральной части овоидов в виде тонких ориентированных пластинок в ильменорутиловой матрице — продуктах распада ильменорутила (Поляков и др., 1988б). Анализ ильменитовой ламелли приведен в табл. 59. За ильменит-ильменорутиловым ядром, к периферии овоидов, обычно следует зона зернистого ильменита с отдельными зернами пироклора (Rose, 1827). Между этими зонами иногда присутствует маломощная зона с графическими вростками в ильмените. Возможно, такие образования и были приняты за "силикоильменит" (Пилипенко, 1930). Ориентированные включения в корунде из корундовых сиенит-пегматитов также представляют собой ильменит (Поляков и др., 1988б).

Недавно ильменит установлен и в щелочных гранитных пегматитах Ильменских гор (копь 405). В жиле гранитного пегматита с пироксеном и чевкинитом он образует пластинчатые кристаллы и является по составу манганильменитом (см. табл. 59). Кроме того, ильменит обнаружен и в гранитных пегматитах Савелькульского поля, в ассоциации с цирконом. В одном случае ильменит найден в амазонитовых пегматитах в виде включений в топазе (копь 74) (Поляков, 1980а). В виде гексагональных пластинок в амазонитовых пегматитах в ассоциации с цир-

Химический состав ильменита из негматитов нефелиновых сиенитов Ильменских гор, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	Следы	—	—	—	—	0.57	0.40	0.51	0.81	0.18	—
TiO ₂	49.05	48.45	48.21	47.12	45.73	46.99	43.89	45.57	45.94	45.25	44.24
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	0.66	0.28	—
Fe ₂ O ₃	8.77	9.57	10.03	12.88	14.23	9.28	16.81	11.35	10.18	12.06	13.40
FeO	36.95	35.30	37.76	34.59	34.15	37.53	35.85	36.37	37.62	36.24	36.42
MnO	3.40	4.85	2.57	3.58	3.23	4.31	2.79	4.51	3.28	4.81	4.77
MgO	0.24	0.14	0.14	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.18	0.61	0.34
CaO	0.05	Следы	Следы	—	—	—	—	—	Следы	0.04	—
V ₂ O ₅	—	—	—	0.14	—	—	—	—	0.09	0.13	—
(Nb,Ta) ₂ O ₅	0.57	0.85	1.14	0.92	0.58	1.19	1.10	1.22	1.12	0.30	0.60
Сумма	99.03	99.16	99.85	99.23	97.92	99.87	100.84	99.53	99.88	99.90	99.77
Плотность, г/см ³	4.73	4.76	4.72	4.732	—	—	—	—	4.812	4.70	4.80
Компонент	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO ₂	—	0.12	0.76	0.90	—	Не обн.	Не обн.	—	0.18	—	—
TiO ₂	48.71	50.08	49.74	52.93	45.34	46.99	49.66	43.58	44.37	50.68	44.81
Al ₂ O ₃	—	—	Не обн.	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	—	0.38	—	—
Fe ₂ O ₃	10.39	9.13	14.95	10.69	14.34	8.44	6.54	15.83	16.15	—	12.62
FeO	33.66	36.62	28.80	31.08	35.07	35.96	38.12	35.07	33.26	44.89	35.04
MnO	7.11	1.23	1.09	0.98	1.35	3.82	4.41	3.65	3.22	4.10	4.01
MgO	0.31	0.35	0.61	0.51	0.40	0.40	0.60	—	0.50	0.91	—
CaO	—	0.03	—	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	0.50	0.58	—	—
V ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	0.01	—	—	0.12
(Nb,Ta) ₂ O ₅	0.57	1.72	3.65	2.58	3.80	3.65	1.60	1.28	1.16	—	1.63
Сумма	100.75	99.28	99.60	99.67	100.30	100.16	100.93	99.92	99.80	100.58	98.23
Плотность, г/см ³	—	4.71	—	—	—	—	—	—	4.76	—	4.814

Примечание. 1 — кон. IV; 2, 3 — кон. 6; 4 — кон. 2; 5, 6 — кон. 155; 7 — кон. 167; 8 — кон. 154; 9 — кон. 166; 10 — кон. 115; 11 — кон. 161; 12 — кон. 118; 13 — кон. 125; 14, 15 — кон. 161; 16, 17 — кон. 169; 18 — кон. 1541; 19, 20 — кон. 158; 21 — засыпан в лабораторные кон. 158 (Полков и др., 1988); 22 — раскаты на базе зановелитика (Ситников, 1949).

Анализ: 1—3, 13 — Л. Ф. Жужков; 4, 5, 9, 22 — В. П. Кстов; 6—8 — А. А. Калыков; 10, 11, 19, 20 — лаборатория "Уралгеоинт"; 12, 17, 18 —

К. А. Гомбессон; 14—16 — Е. И. Захаров; 21 — Л. Ф. Баженов.

коном и колумбитом ильменит встречается довольно часто (копи 71, 112 и др.), но в неизмененном состоянии очень редок. В большинстве случаев эти гексагональные пластинки сложены тонкозернистым землистым агрегатом гидроокислов железа с рутилом.

Параметры элементарной ячейки ильменского гомогенного ильменита: $a_0 = 5.090$; $c_0 = 14.046$ Å. Параметры манганильменита несколько больше: $a_0 = 5.10$; $c_0 = 14.12$ Å.

Ильменит — часто встречающийся минерал контактовых образований — клинопироксенитов, роговиков, филлитов и скарнов.

В высокотемпературных контактовых магнетитовых клинопироксенитах (качканаритах) Платиноносного пояса (Качканар, Косьвинский Камень) и косьвитах ильменит — обычный минерал (до 5—10 %). Здесь он встречается в виде самостоятельных зерен до 0.5 мм в ассоциации с магнетитом и плеонастом и как продукт распада в титаномагнетите. В. Г. Фоминых с соавторами (1987) выделяют четыре разновидности: 1 — первичнообособленные зерна (0.1—2 мм) в интерстициях силикатов и магнетита (до 10 % рудных минералов), 2 — продукты распада по плоскостям {111} в магнетите, клинопироксене и амфиболе. В магнетите их размер до 2 мм длиной и 0.1 мм шириной до соответственно 0.2 мм и 0.001. Состав ильменита из этого типа руд приведен в табл. 60. При перекристаллизации происходит укрупнение его зерен и некоторая концентрация в пироксенит-пегматитах и сплошных плеонаст-магнетитовых жилах до 0.1 м мощностью.

При наложенной горнблендитизации количество обособленного ильменита несколько увеличивается, особенно в горнблендит-пегматитах и магнетитовых жилах в них (табл. 61). В скарновых месторождениях (III Северный рудник, гора Благодать) наблюдается в сростаниях с магнетитом или в виде тонкой решетки распада (Овчинников, 1960). Однако его состав не изучен.

Указывается в виде акцессорного минерала в фенитах вишневогорского щелочного комплекса (Левин, 1974) и апоультрамафитовых фенитах копи 15 Ильменских гор. В пироксен-плагноклазовых и амфибол-плагноклазовых роговиках вокруг габбровых интрузивов Платиноносного пояса ильменит установлен в виде зерен до 0.2 мм (табл. 62).

Развит в качестве аксессуара в метаморфитах по основным породам, но особенно широко образуется при метаморфизме титаномагнетитов разного генезиса и основных вулканитов.

Таблица 60

**Химический состав ильменитов из качканаритов
и измененных качканаритов, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	1.0	0.25	0.40	0.30	0.08	1.85
TiO ₂	48.31	48.50	48.86	49.00	47.50	22.48
Al ₂ O ₃	0.37	1.36	0.28	1.68	1.20	1.25
Cr ₂ O ₃	—	—	0.01	—	—	—
Fe ₂ O ₃	7.74	11.83	4.81	11.98	15.58	36.71
FeO	41.11	31.96	41.73	28.73	28.37	35.06
MnO	0.84	2.77	1.15	1.60	2.25	0.07
NiO	—	—	0.03	—	—	—
CoO	—	—	0.01	—	—	—
MgO	0.45	3.76	1.87	6.40	4.91	1.01
CaO	—	—	—	—	—	0.12
ZnO	0.04	—	0.14	—	—	—
V ₂ O ₅	0.21	0.12	0.08	—	0.16	0.78
K ₂ O	—	—	—	—	—	0.34
Na ₂ O	—	—	0.06	—	—	0.12
П.п.п.	—	—	0.73	—	—	—
Сумма	100.07	100.55	100.16	99.69	100.05	99.79

Примечание. 1 — из полновешного пироксенита, Гусевгорское месторождение, Центральная залежь, гор. 220; 2 — из среднезернистого рудного пироксенита, Гусевгорское месторождение, гор. 235 м, северная стенка; 3 — из густокрашенной титаномагнетитовой руды и пироксенита, Вишневское месторождение, северный борт карьера; 4 — из массивной титаномагнетитовой руды, Выйская залежь; 5 — из сидонной титаномагнетитовой валунчатой руды, Кытлымский массив, Вознесенское месторождение; 6 — ильменит с проstackами магнетита, Южно-Кузнецкое месторождение. Материалы В. Г. Фомина.

Указывается в силлиманитовых жилах Кочкарского массива, его состав, мас. %: TiO₂ 47.57; Al₂O₃ 1.83; Fe₂O₃ 13.45; FeO 36.66; MgO 0.38; сумма 99.89 (Ферштатер и др., 1978).

Ильменит с магнетитом встречен в амфиболитах и гранито-гнейсах ильменогорско-вишневогорского метаморфического комплекса (Левин, 1974). В значительных количествах образуется при метаморфизме титаномагнетитовых месторождений, причем на месте титаномагнетита формируются мелкозернистые агрегаты магнетита и ильменита, как в Кузнецком (Мясников, 1959) или в Куртинском (Соколов, 1972) месторождениях (табл. 63; рис. 28).

В осадочных породах и россыпях древних и современных яв-

Таблица 61

**Химический состав ильменитов из горнблендитов расслоенных интрузий и
концентрически-зональных массивов, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	3.0	5.02	1.06	—	—	1.12
TiO ₂	46.5	46.0	48.2	47.5	50.28	46.05
Al ₂ O ₃	0.25	—	1.07	—	—	1.07
Cr ₂ O ₃	0.14	—	0.02	—	—	0.02
Fe ₂ O ₃	5.20	6.72	10.84	12.76	7.05	7.75
FeO	39.91	36.35	33.53	35.56	39.84	34.20
MnO	—	1.46	0.39	2.73	1.20	1.34
NiO	0.1	—	0.01	—	—	0.01
CoO	0.01	—	—	—	—	—
MgO	0.23	2.02	3.87	1.17	2.40	5.71
CaO	2.63	2.88	0.33	—	—	0.60
ZnO	0.55	—	0.1	—	—	0.11
V ₂ O ₅	0.1	0.08	0.14	—	—	0.16
K ₂ O	0.05	—	0.1	—	—	0.08
Na ₂ O	0.05	—	0.05	—	—	0.05
П.п.п.	0.1	—	0.12	—	—	0.50
Сумма	98.82	100.53	99.83	99.72	100.77	98.77

Примечание. 1 — из аношироксенитового горнблендита, Копанское месторождение, скв. 187; 2 — из аношироксенитового горнблендита, Медведевское месторождение, скв. 1008, глуб. 232—234 м; 3 — из крупнозернистого горнблендита, Гусевогорское месторождение, гор. 220, северная стена; 4 — из бедной крапивоной руды и горнблендита, Первоуральское месторождение, карьер Второй Магнитки, гор. 330 м; 5 — из жилы титаномagnetита в горнблендите, карьер Второй Магнитки, гор. 320 м; 6 — из жилы magnetита, там же, гор. 330 м. Материалы В. Г. Фоминых.

Таблица 62

Химический состав ильменитов из роговиков и кытлымитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4
TiO ₂	43.48	46.43	48.64	48.15
Al ₂ O ₃	0.18	0.27	0.27	0.21
Cr ₂ O ₃	Не обн.	0.02	0.02	0.02
Fe ₂ O ₃	52.09	48.66	46.89	46.70
FeO	—	—	—	—
MnO	1.53	1.61	1.59	2.32
ZnO	Не обн.	0.02	0.06	Не обн.
MgO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	97.28	97.01	97.47	97.40

Примечание. 1 — из широксен-плагноклазовых роговиков, Баранчинский габбровый массив, подножье горы Сней; 2—4 — из широксен-плагноклазового роговика, там же, обр. 26577. Материалы О. К. Иванова, микрозондовые определения.

ляется кластогенным минералом, образуя концентрации в кварцитах и конгломератах. Наиболее значительны концентрации в терригенных кварцито-песчаниках Центрально-Уральского поднятия, например, в Липовых горах, в верховьях р. Кутим (см.: Рутил) и в мезокайнозойских отложениях Зауралья. Наиболее известны современные россыпи по р. Мал. Каркадин, Соймоновской долине (Мочалин лог, Аннинский прииск), р. Бол. Маук, россыпях на реках Санарке и Каменке (Николаев, 1912). Развита во многих типах минеральных образований, прежде всего в кварцевых и кальцитовых жилах, залегающих в титансодержащем субстрате.

В высокотемпературных кварцевых жилах Приполярного Урала (р. Хатамба) найден в ассоциации с апатитом, анатазом и сульфидами в зернах и таблитчатых кристаллах до 2 x 20 мм или в плотных массах.

В хрусталеносных жилах Приполярного Урала ильменит встречается как в основании кристаллов кварца, так и в гнездовом выполнении в пластинчатых изометричных и удлиненных кристаллах до 3 x 50 мм. Часто рутилизируется (Буканов, 1974).

На Полярном Урале ильменит встречается в кварцевых жилах полей развития основных пород амфиболитовой фации метаморфизма харьбейского комплекса. Образует пластинчатые выделения размером от долей миллиметра до 3—4 см и гнезда в зальбандах жил. Иногда замещается сфеном. По составу ильменит этих жил малопримесный (табл. 64).

В качестве примесей отмечены, г/т: Pb 30; Cu 30; Zn 300. Плотность ильменита 4.52—4.91 г/см³, среднее 4.71. В кварцевых жилах Кусинского месторождения пластинчатые кристаллы ильменита до 3x60 мм обрастают пленкой зеленого сфена. Обычный минерал в кальцитовых жилах Сарановского рудника, секущих хромиты и серпентиниты, в виде пластинчатых кристаллов до 2 см и полосчатых слоистых псевдоморфоз по сфену.

В кальцитовых жилах Прасковье-Евгеньевской копи друзы ильменита до 1.2 см, замещаются сфеном и хлоритом (Попов, 1876). По Э. М. Бонштедт-Куплетской (1952), кристаллы ильменита из этой копи с поверхности замещаются бурой корочкой перовскита и содержат до 5 мас. % MnO.

В доломитовой жиле на горе Сугомак установлены вкрапленность и полиэдрические агрегаты магнетита и ильменита с пластинчатыми кристаллами в пустотах и в доломите (Вертушков, 1956). В ильмените из доломитовых жил у ст. Маук (Бонштедт-Куплетская, 1952) сложные продукты распада представ-

Таблица 63

**Химический состав ильменитов из метаморфизованных титаномагнетитовых
пластов Кусинской интрузии, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1.72	1.74	1.16	1.62	2.42	0.44	0.32
TiO ₂	44.40	46.0	43.0	46.0	47.50	44.20	44.0
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0.40	—	2.59
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.13
Fe ₂ O ₃	11.83	10.33	16.77	14.37	8.22	14.38	6.54
FeO	39.65	39.65	37.36	36.64	40.07	38.79	42.38
MnO	0.36	0.34	0.62	0.68	0.12	0.76	0.42
NiO	—	—	—	—	0.01	—	0.1
CoO	—	—	—	—	—	—	0.03
MgO	1.28	1.18	0.60	0.48	1.01	0.50	1.56
CaO	—	—	—	—	0.23	—	—
V ₂ O ₅	0.25	0.24	0.22	0.20	0.20	0.16	0.26
K ₂ O	—	—	—	—	0.03	—	0.05
Na ₂ O	—	—	—	—	0.11	—	0.05
П.л.п.	—	—	—	—	0.25	—	0.40
Сумма	99.49	99.48	99.73	99.99	100.57	99.23	98.83

Компонент	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	—	1.70	0.18	0.38	0.44	0.28
TiO ₂	43.20	46.80	49.89	49.1	48.71	45.0
Al ₂ O ₃	—	—	0.25	0.35	0.24	1.84
Cr ₂ O ₃	—	0.03	—	—	—	0.11
Fe ₂ O ₃	16.20	12.38	7.24	8.90	9.61	2.54
FeO	35.80	35.56	40.30	37.87	39.58	45.8
MnO	0.50	1.22	1.10	0.68	1.02	0.36
NiO	—	—	—	—	—	0.06
CoO	—	—	—	—	—	0.01
MgO	2.57	0.98	1.18	2.62	0.50	0.96
CaO	—	—	—	—	—	0.10
V ₂ O ₅	0.28	0.12	0.31	0.43	0.32	0.30
K ₂ O	—	—	—	—	—	0.05
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0.05
П.л.п.	—	—	—	—	—	1.04
Сумма	98.55	98.79	100.45	100.33	100.42	98.5

Компонент	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	0.28	0.63	0.30	0.28	0.64	—
TiO ₂	44.0	48.16	51.28	45.0	50.73	51.0
Al ₂ O ₃	1.58	0.88	0.51	1.84	0.33	Не обн.
Cr ₂ O ₃	0.16	—	—	0.11	0.11	0.04
Fe ₂ O ₃	12.98	6.48	4.67	2.54	11.46	—
FeO	35.86	41.11	39.48	45.8	33.61	47.1
MnO	0.47	0.77	0.78	0.36	0.62	0.84
NiO	0.09	—	—	0.06	0.02	—
CoO	0.02	—	—	0.01	0.007	—
MgO	2.34	1.26	3.10	0.98	0.43	0.10
CaO	0.11	—	—	—	Не обн.	—
V ₂ O ₅	0.26	0.28	0.20	0.30	0.16	1.00
K ₂ O	0.05	—	—	0.05	—	—
Na ₂ O	0.05	—	—	0.05	—	—
П.п.п.	0.40	—	—	1.04	0.54	—
Сумма	98.65	99.57	100.32	98.42	98.82	100.08

Примечание. 1, 2 — из гранатового амфиболита, шахта Центральная, гор. 166, ось 47, из контактной зоны с залежью 2, северная стенка; 3 — из полевошпатового амфиболита, там же, между залежами 2 и 3; 4 — из крапленой титаномагнетитовой руды из зоны "Е", в 120—130 м от начала канавы 69—71 на склоне сопки Безымянной; 5 — из меланократового полевошпатового амфиболита, шахта Центральная, гор. 166, ось 47; 6 — из мелкозернистого меланократового амфиболита, шахта Южная, гор. 166, ось 22; 7 — из меланократового полевошпатового амфиболита, шахта Центральная, гор. 166, ось 47, между залежами 2 и 3; 8 — из роговообманково-хлоритового прожилка в амфиболите, залежь 2; 9 — из тонкозернистой амфибол-хлоритовой породы, Кусинское месторождение, шахта Южная, гор. 106 м, залежь 3, блок 17; 10, 12 — соответственно из титаномагнетитовой мелкозернистой руды в амфиболитах, Кусинское месторождение, шахта Южная, первая камера на выклинивании западной части залежи 2, блок 22—24, гор. 166 м; 11 — из сплошной ильменит-титаномагнетитовой мелкозернистой руды, шахта Южная, гор. 166, ось 22, залежь 3 по квернлагу; 13 — из хлоритизированного титаномагнетита, шахта Центральная, гор. 166, между залежами 2 и 3; 14 — из сплошной титаномагнетитовой руды, залежь 3, шахта Центральная, гор. 166, ось 47; 15 — из титаномагнетитовой мелкозернистой руды, шахта Южная, блок 19—22, залежь 2, гор. 166; 16 — из сплошной титаномагнетит-ильменитовой руды, шахта Южная, из зоны выклинивания залежи 3; 17 — из хлоритизированного мелкозернистого титаномагнетита, шахта Центральная, гор. 166, 4 ось; 18 — из сплошной ильменит-магнетитовой руды в амфиболите, скв. 100, глуб. 149.5 м; 19 — крупное зерно вторичного ильменита, возникшее в результате метаморфизма по зерну титаномагнетита в сплошной ильменит-магнетитовой руде, Кусинское месторождение. Материалы В. Г. Фоминных, микрозонд.

лены мелкими выделениями магнетита, мелкими кристаллами рутила и эмульсионными выделениями гематита. Близкие по составу продукты распада наблюдаются и в ильменитах из хлоритовых сланцев близ ст. Полдней.

На Урале из разновидностей ильменита описаны магнезиальный ильменит, пикроильменит, марганцевый пикроильменит, манганильменит, магнетоильменит, вашингтонит и оксиильменит.

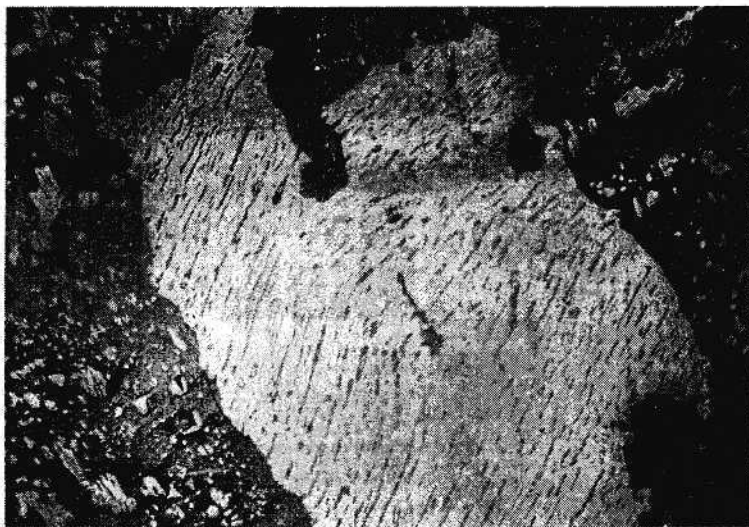


Рис. 28. Пластинчатые вросстки магнетита в магнетоильмените из амфиболитов Кусинского месторождения. Характер расположения вросстков указывает на деформацию ильменита. Протравлено HCl. Увел. 45

Магнезиальный ильменит обнаружен в составе титанклиногумитовых пород, залегающих среди антигритовых серпентинитов уфалейского эклогит-сланцевого комплекса на Среднем Урале. Магнезиальный ильменит встречен в виде каплевидных (2—15 мкм) включений в футлярообразных кристаллах титанклиногумита, содержащего также микровросстки бадделеита и малотитанистого магнетита. По основному классификационному параметру — содержанию MgO, которое ниже 9 мас. % (Минералы, 1967), образцы относятся к магнезиальному ильмениту (табл. 65).

Пикроильменит на Урале установлен Поповым (1876) на образцах М. В. Ерофеева из Шишимских гор. Минерал в черных кристаллах до 1,2 см в виде друз с магнетитом (табл. 66). Установлен в кимберлитоподобных породах восточного склона Урала (Мезенцев, Нефедов, 1970). Позднее обнаружен в составе щелочно-ультраосновных вулканических брекчий благодатского комплекса на западном склоне Урала. Щелочно-ультраосновные вулканы залегают среди венд-кембрийских терри-

Таблица 64

**Химический состав ильменитов из гидротермальных
кварцевых жил, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	1.64	0.40	0.24	0.72	0.23	0.90	0.54
TiO ₂	54.24	44.80	42.80	43.26	50.83	51.16	47.50
Al ₂ O ₃	0.08	3.10	1.93	Не обн.	Не обн.	Не обн.	—
Cr ₂ O ₃	0.36	0.21	0.25	0.35	0.32	0.38	—
Fe ₂ O ₃	0.71	18.05	22.20	12.75	5.79	5.08	4.1
FeO	40.78	31.90	31.61	41.08	38.94	41.60	40.20
MnO	0.94	1.02	0.60	1.56	3.36	0.93	—
MgO	0.51	0.27	0.20	0.14	0.03	0.10	0.10
CaO	0.32	0.25	Не обн.	0.03	0.04	0.02	4.01
V ₂ O ₅	0.15	0.009	0.007	—	—	—	—
Сумма	99.73	100.01	99.84	99.89	99.54	100.17	96.45

Примечание. 1—3 — Полярный Урал (данные Д. Н. Литонко): 1 — из кварцевой жилы в сланцах, р. Лонготъюган; 2—3 — кварцевой жилы в амфиболитах, р. Бол. Харбей; 4—6 — Полярный Урал (данные С. К. Кузнецова): 4, 5 — из кварцевых жил в сланцах, р. Щекурля, 6 — из кварцевой жилы в сланцах, р. Хабе-Ю; 7 — пластинчатые кристаллы в кварцевой жиле Куспинского месторождения, зона "Е" (данные В. Г. Фоминих).

Таблица 65

**Химический состав магнезиальных ильменитов из титанкиногумитовых
пород уфалейского эклогит-сланцевого комплекса, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0.09	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07
TiO ₂	52.88	55.58	54.72	55.45	53.55	53.46
FeO	36.38	34.95	35.45	35.20	35.29	36.27
MnO	1.37	1.97	2.18	1.75	1.79	1.38
MgO	6.80	6.96	7.19	7.10	7.28	7.64
NiO	0.08	0.06	0.08	0.06	0.07	0.06
Сумма	97.60	99.58	99.67	99.62	98.03	98.88

Примечание. 1—6 — каплевидные зерна магнезиального ильменита, включенные в желто-красно-коричневый титанкиногумит. Все образцы изучены на микроскопе EDAX-9100. Алюминий, хром, ниобий, тантал, скандий в образцах отсутствуют. Данные А. И. Белковского и А. Р. Нестерова.

Таблица 66

Химический состав уральских пикроильменитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0.09	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07
SiO ₂	—	0.22	0.50	—	—	—
TiO ₂	56.81	57.51	45.81	57.74	50.22	50.48
Al ₂ O ₃	—	0.16	0.20	—	0.49	0.55
Cr ₂ O ₃	—	0.26	3.22	0.26	0.36	0.29
Fe ₂ O ₃	4.02	3.32	10.16	125.87	—	—
FeO	19.65	17.11	27.43	—	37.10	42.62
MnO	1.73	5.36	0.45	0.39	0.03	0.13
MgO	17.19	15.52	11.59	15.03	11.42	9.56
CaO	—	0.68	Следы	—	—	—
NiO	—	—	—	0.69	—	—
Nb ₂ O ₅	—	—	0.40	—	—	—
Сумма	99.40	100.14	99.76	99.98	99.62	103.63
Плотность, г/см ³	4.325	4.26	—	—	—	—

Примечание. 1 — из Прасковье-Евгеньевской копи (Попов, 1876); 2 — из жилков в плеонаст-магнетитовой породе, там же (Бонштедт-Куллетская, 1952); 3 — из кимберлитоподобных пород восточного склона Урала (Мезенцев, Нефедов, 1970); 4 — из зальбандов кальцитовой жилы, Сарановское месторождение хромитов (Чайковский, Казымов, 1990); 5—6 — соответственно из щелочно-ультраосновных брекчий и "гематитовых прожилков" западного склона Урала (Гарания и др., 1979); Анализы 2—4 сделаны на микроанализаторе JSM-820 в МГУ.

ленно-осадочных толщ, отделяющих Западно-Уральскую линейную зону складчатости от метаморфических образований Центрально-Уральского поднятия. Последняя находка пикроильменита сделана на Сарановском месторождении хромитов (Чайковский, Казымов, 1990). Пикроильменит в виде толсто-таблитчатых ромбоэдрических кристаллов встречен в кальцитовых жилах, где нарастает на стенки полостей. Цвет минерала черный, в тонких осколках — красно-бурый. Плотность 4.28—4.30 г/см³. На ИК-спектрах отмечается сдвиг полосы поглощения ильменита из области 600 см⁻¹ в область 525—540 см⁻¹, что связано с особенностями состава минерала. Ассоциирующий с пикроильменитом крокоит явно более позднего происхождения, что подтверждается находками его в парагенезисе с опалом и хризokolлой. Предполагается, что пикроильменит-крокоит-кальщитовая минерализация на Сарановском месторождении обусловлена гидротермальными процессами (Чайковский, Казымов, 1990).

Марганцевый пикроильменит установлен А. И. Белковским в титанклиногумит-хлоритовых породах, залегающих среди антигоритовых серпентинитов уфалейского эклогит-сланцевого комплекса в виде изометричных и ксеноморфных (10—40 мкм) зерен, включенных в титанклиногумит. Ассоциирует с бадделитом, фавас-бадделитом, цирконом и малотитанистым магнетитом. По содержанию марганца выделяются марганецсодержащие (до 11 мол. % пирофанитовой составляющей) и марганцевые (15—16 мол. %) пикроильмениты (табл. 67). Генетически магнезиальный ильменит и марганцевый пикроильменит связаны с процессами фенитизации и карбонатитообразования, наложенными на различные по составу ультраосновные породы.

Манганильменит указывался А. Г. Бетехтиным (1950) в миа-скит-пегматитах Ильменских гор. Новые анализы (табл. 68) показывают, что в ильмените ряда ильменит-пегматитовых жил содержание MnO превышает 3 мас. %. Разности с высокими содержаниями MnO установлены в габбро Маткальского массива (3.1 мас. %), в кварцевых жилах р. Шекурьи на Приполярном Урале, в основных вулканитах (исландитах) Мугоджарской свиты D2 р. Шулдак и мезозойских базальтах туринской свиты (3.5—4.1 мас. % MnO). Особенно широко манганильмениты развиты в гранитоидах (3.1—12.0 мас. % MnO), в граносиенитах Верхнеуральского и адамеллитах Султаевского массива. Наиболее марганцовистый ильменит найден в копи 405 Ильменогорского массива.

Магнетоильменит с продуктами распада магнетита в амфиболитах Кусинского массива в табличках до 1.4 x 1.6 мм, содержащих до 36 % закисного и окисного железа (Мясников, Карпова, 1970).

Вашингтонит. В зонах гранитизации щелочно-кремниевое приразломного метасоматоза по породам основного состава (амфиболитам, амфиболовым гнейсам и сланцам) в кварц-полевошпатовых, реже кварцевых жилах, аллювиальных россыпях встречаются вашингтониты — твердые растворы ильменит-гематит, в которых ильменит является основным минералом, составляя 60—77 мас. %. Вашингтониты образуют выделения от 3—5 до 80 мм округло-вытянутой формы, в сечении овальные. Цвет черный, черта черная до темно-коричневой. Как показывает изучение аншлифов, ильменит слагает основную массу, в которой упорядоченно расположены ламеллы гематита размером от долей до нескольких миллиметров. Крупные ламеллы ге-

Таблица 67

Химический состав марганецсодержащего и марганцовистого пикроильменита из титанклиногумит-хлоритовых пород уфалейского эклогит-сланцевого комплекса, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	0.09	0.06	0.09	0.12	0.17	0.11
TiO ₂	54.65	54.05	54.28	55.49	54.59	54.83
FeO	25.14	27.74	27.53	25.23	25.57	25.85
MnO	6.47	4.97	5.29	6.48	6.57	6.60
MgO	11.71	10.60	10.31	10.74	10.36	10.98
NiO	0.12	0.08	0.08	0.13	0.13	0.12
Сумма	98.18	97.50	97.58	98.19	97.39	98.49
Компонент	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	0.06	0.11	0.07	0.10	0.11	0.11
TiO ₂	53.23	52.98	56.92	53.56	55.57	52.98
FeO	27.36	27.58	25.60	27.54	26.52	27.58
MnO	8.98	9.02	7.85	7.85	8.07	9.54
MgO	10.44	10.25	9.98	9.74	8.72	8.04
NiO	0.13	0.14	0.14	0.10	0.14	0.14
Сумма	100.20	100.08	100.56	98.89	99.13	98.39

Примечание. 1—6 и 7—12 соответственно марганецсодержащий и марганцовистый пикроильменит, образующий включения в титанклиногумите. Микроанализатор EDAX-9100.

Таблица 68

Химический состав манганильменитов Урала, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	—	—	—	0.15	—	—
TiO ₂	43.07	48.35	50.80	47.26	48.71	49.10
Al ₂ O ₃	1.35	0.31	—	0.29	—	—
Fe ₂ O ₃	25.28	19.14	10.83	9.76	10.39	4.22
FeO	18.07	22.65	25.10	35.60	33.66	19.91
MnO	11.97	10.10	12.03	6.75	7.11	16.48
MgO	0.34	0.06	0.08	—	0.31	—
CaO	—	—	—	0.19	—	—
TR ₂ O ₃	—	—	—	—	—	2.40
(Nb,Ta) ₂ O ₅	—	—	—	—	0.57	1.36
Сумма	100.08	100.61	98.84	100.00	100.75	93.47
Плотность, г/см ³	—	—	—	—	4.80	—

Примечание. 1—3 — из гранитоидов (Феритатер и др., 1978): 1 — из граносенитов Верхнеуральского массива, 2 — из гранитов Кременкульского массива, 3 — из адамеллитов Султанаевского массива; 4 — из исландитов, р. Шульдак, Мугоджары (материалы Е. Е. Порошина); 5 — из пегматитов нефелиновых сиенитов, конь 118, Ильменские горы; 6 — манганильменит, Ильменские горы, конь 405 (аналитик К. А. Гоинбесова).

матита содержат еще более мелкие ламеллы ильменита размером в сотые доли миллиметра. Отмечены примеси, г/т: Pb 30; Nb до 300; Mo 7—11; Cu 11—40; Zn 11—20; Cr до 120—800; Sn 7—40; в отдельных образцах Ag, Sc, Zr.

Оксиильменит с высоким содержанием Fe^{3+} характерен для ильменитов из гранитоидов: до 20—25 мас. % Fe_2O_3 , в единичном случае 38 мас. % Fe_2O_3 (Ферштатер и др., 1978). Встречен в ильменитах из базальтов (до 21—26 % Fe_2O_3), в некоторых ильменитах из кварцевых жил Полярного Урала (до 22.2 % Fe_2O_3), однако во всех случаях неясно, первичен ли минерал или это результат вторичных процессов.

V. 5. Псевдобрукит — $\text{Fe}_2^{3+} \text{TiO}_5$, ромб. с. (Pseudobrookite)

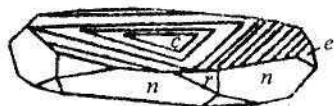
Довольно часто встречается в горелых породах Челябинского угольного бассейна (Чесноков и др., 1987). Образует уплощенные по (100) длиннопризматические и игольчатые кристаллы в полостях сильно обожженных кусков глинистых пород и по плоскостям сланцеватости в них.

Е. П. Макагоновым измерен кристалл на гониометре ZRG-3. Главными формами являются {100}, {210}, {101}, {110}. Кристаллы удлинены по [001] и достигают 1—2 мм в этом направлении. Цвет темный красно-бурый, до коричнево-красного. Блеск от алмазного до металлоидного. Лазерным микроанализом установлены Fe и Ti. Дебаеграмма соответствует псевдобрукиту. Главные отражения, d , Å (I) (hkl): 3.499 (10) (100); 2.748 (10) (230); 2.409(4) (131); 1.869(7) (002). В полостях вместе с псевдобрукитом находятся кристаллы гематита, анортита, почки α -кристоалита.

V. 6. Пирофанит — MnTiO_3 , триг. с. (Pyrophanite)

Местом, где впервые на Урале отмечен пирофанит, являются Ильменские горы (Симонов, 1949д). Считается, что здесь пирофанит установлен М. О. Клером (1926) в мнаскитовых пегматитах. Однако в этой работе даже слова “пирофанит” нет. Пирофанит упоминался В. С. Сырокомским (1927) и А. Г. Китаевым (1929), но никаких доказательств, свидетельствующих о том, что указанный минерал действительно пирофанит, авторами не приводится. Это

Рис. 29. Кристалл пирофанита из Ильмен-
ских гор, копь 198. Формы:
 $c\{0001\}$, $n\{22\bar{4}3\}$, $r\{10\bar{1}1\}$, $e\{01\bar{1}2\}$



дало основание А. И. Симонову (1949д) говорить о том, что нахождение пирофанита в Ильменских горах не доказано.

В 1978 г. В. О. Поляковым (1982) при просмотре материала из занорыща в жиле амазонитового пегматита копи 198, расположенной в фенитах контактового ореола миаскитового массива, встречены черные таблитчатые, слегка расщепленные кристаллы размером до 7 мм, по форме похожие на ильменит. Минерал дает хорошо выраженные красные рефлексy и, по данным лазерного микроанализа, содержит большие количества марганца и титана при почти полном отсутствии железа и других элементов. В результате гониометрических измерений выяснилось, что огранка кристаллов этого пирофанита несколько отличается от ранее известной. Кроме граней $c\{0001\}$, на кристаллах обнаружены формы $r\{10\bar{1}1\}$, $n\{22\bar{4}3\}$, $e\{01\bar{1}2\}$, буквенные символы даны по аналогии с ильменитом (рис. 29). Ввиду некоторой искривленности граней кристаллов данные гониометрических измерений отличаются от средних значений (табл. 69).

Морфологическое отношение осей по Хамбергу (Минералы, 1967) — 1.369, значительно меньше полученного. Если учесть, что удвоенное значение морфологического отношения осей 2.738 также много ниже рентгеновского, меньшее из которых 2.777, то можно считать данные более точными, так как они ближе к рентгеновским $1.383 \times 2 = 2.766$.

Таким образом, морфологические отношения осей пирофанита и ильменита достаточно близки, и сферические координаты некоторых граней кристаллов этих минералов очень мало различаются.

Для определения параметров элементарной ячейки были сняты рентгенограммы вращения монокристалла пирофанита вокруг оси $[0001]$ в камере РКВ и порошкограммы в камере РКД. По рентгенограмме вращения параметр c_0 оказался равен 14.36 Å. Параметры a_0 и c_0 , рассчитанные по порошкограммам, соответственно 5.17 и 14.36 Å. Рентгеновское отношение осей $c : a = 2.778$.

Основные линии рентгенограммы пирофанита, d, Å (I): 5.09(1); 4.31(2); 3.81(3); 3.35(5); 3.015(6); 2.805(8); 2.563 (10);

Таблица 69

**Результаты гониометрических измерений кристаллов пирофанита
(среднее из пяти замеров)**

Грани	Символ грани	Полярные координаты		Отноше- ние осей
		φ°	ρ°	
c	0001	—	0° 00'	—
r	101-0	60° 00'	58° 06'	1.383
n	224-3	30° 00'	61° 32'	1.383
e	101-2	0° 00'	38° 37'	1.383

Таблица 70

Химический состав пирофанита, мас. %

Компонент	1	2	3
TiO ₂	50.25	54.33	52.32
Fe ₂ O ₃	6.71	6.21	25.20
MnO	43.60	38.75	24.05
MgO	Не обн.	0.06	Не обн.
Сумма	100.56	99.35	101.60

Примечание. 1 — Малосеельниковское месторождение; 2, 3 — Кургановское месторождение. Анализы выполнены в Университете Лейкхед (Канада) на РЭМ Hitachi 570 с Link-спектрометром. Аналитик А. Р. Шахмурадин. Все железо представлено в виде Fe₂O₃.

2.269(4); 2.116(5); 1.892(5); 1.755(5); 1.623(5); 1.523(4); 1.492(2); 1.285(5); 1.163(3); 1.124(3); 1.093(7); 1.083(1); 1.049(5); 1.011(1).

Кристаллы пирофанита в жиле копи 198 находятся в ассоциации с малаконом, колумбитом, магнетитом и аксессуарным гельвином. В некоторых образцах кристаллы пирофанита расположены на гранях кристаллов амазонита.

Находка пирофанита интересна еще и тем, что до сих пор он не отмечался в амазонитовых и вообще в гранитных пегматитах.

На среднеуральских месторождениях поделочного родонита (Малосеельниковском, Кургановском и других) пирофанит — характерный второстепенный минерал (Брусницын, 1995). Здесь основная его масса сосредоточена в кварц-спессартиновых и родонит-спессартиновых агрегатах, в составе которых установлены также мангано-куммингтонит, цельзиан, кутнагорит, кальцит, пирит и некоторые другие минералы. Значительно реже отдельные зерна пирофанита встречаются среди собственно родо-

нитовых агрегатов. Среднее его содержание в породе не превышает 0.2 об. %, однако в отдельных участках спессартиновых агрегатов может достигать 5—7 об. %.

Образует мелкие (0.1—1.5 мм в поперечнике), плохо отграниченные зерна пластинчатой формы. Особенности возрастных взаимоотношений пиррофанита с другими минералами ясно указывают на то, что этот минерал кристаллизуется одновременно со спессартином и первыми генерациями родонита, родохрозита, кварца, манганокуммингтонита и кутнагорита.

Цвет пиррофанита коричневый. В шлифах непрозрачен, в тонких сколах просвечивает характерным темно-красным цветом, не плеохроитует. Спайности не наблюдалось.

Химический состав пиррофанита изучен микронзондовым методом (табл. 70).

Данные этой таблицы показывают, что по химическому составу среднеуральские пиррофаниты подразделяются на две разновидности: первая содержит небольшие количества железа, а во второй концентрации железа и марганца практически равны.

V. 7. Гейкилит — MgTiO_3 , триг. с. (Geikielite)

Гейкилит обнаружен С. А. Кашиным (1937) в Верблюжегорском серпентинитовом массиве близ ст. Карталы в хромитовом месторождении. № 7—8 в жилке с зеленым и фиолетовым хромсодержащим хлоритом в хромитовой руде. Образует призматические кристаллы до 1 см в поперечнике с матовой корочкой марганцевых оксидов на поверхности. Черный, немагнитный, с раковистым изломом. Химический состав, мас. %: SiO_2 1.02; TiO_2 58.24; Al_2O_3 1.04; Cr_2O_3 0.16; Fe_2O_3 4.05; FeO 14.36; MgO 20.36; MnO 0.24; CaO не обн.; V_2O_5 сл.; сумма 99.47. Кристаллохимическая формула: $(\text{Mg}_{0.64}\text{Fe}^{2+}_{0.26}\text{Fe}^{3+}_{0.07})_{0.97}(\text{Ti}_{0.98}\text{Al}_{0.02}\text{Cr}_{0.03})_{1.05}\text{O}_{3.00}$.

V. 8. Группа кричтонита-давидита $\text{AB}_{21}\text{O}_{38}$, триг. с.

В последние годы на основе структурных исследований разработана новая классификация минералов этой группы (Gatehose 1978, 1979), что наряду с преимуществами привело к некоторому изменению традиционных названий минералов (По-

ляков, Баженов, 1988). В настоящее время собственные названия имеют титанаты, различающиеся по преобладающему составу катионов группы "А": Sr-кричтонит, Ca-ловерингит, TR-давидит, Pb-сенаит, Na-ландауит, Ва-линдслеит, К-матиасит (Fleischer, 1986).

Напомним, что ранее кричтонитом считался член ряда ильменит-гематит. Именно такой кричтонит упоминался ранее на Урале (Колесник и др., 1974). О содержании стронция в минерале никаких сведений не приводится. Наличие редких земель в давидите ранее рассматривалось скорее как исключение, чем необходимое условие для названия (Жабин и др., 1963).

В ландауите также предполагалось обязательное наличие марганца (Портнов и др., 1966). В связи с этим сведения о распространении минералов данной группы представляются в несколько ином свете. Так, на Урале однозначно устанавливается ловерингит, ранее названный редкоземельным давидитом (Поляков и др., 1986). Кричтонит со стронцием на Урале не известен. Все описанные ранее на Урале давидиты, в том числе и хорошо известный редкоземельный давидит (Жабин и др., 1963), по современной классификации однозначно не могут быть названы давидитами (Fleischer, 1986). Имеющиеся химические анализы минералов этой группы лучше пересчитываются на несколько видоизмененную типовую формулу, приближающуюся к формуле Пабста для давидита ($A_{3-x}M_yO_{36}$) (Gatehose et al., 1981).

Но даже при этой формуле вопрос о названии редкоземельного давидита, найденного и всесторонне изученного А. Г. Жабиным в Вишневых горах, остается открытым (Поляков, Баженов, 1988).

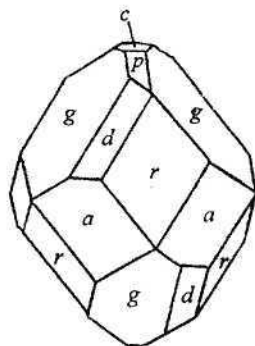
Более ранние упоминания о находках давидита на Урале (Ярош, 1973), кричтонита (Колесник и др., 1974) нуждаются в обоснованном аналитическом подтверждении.

V. 9. Ловерингит — $Ca(Ti, Fe)_{21}O_{38}$, триг. с. (Loveringite)

Минерал, ныне называемый ловерингитом, описан ранее как редкоземельный давидит (Поляков и др., 1986). Кристаллы неизвестного черного минерала были отобраны А. Г. Иванушкиным в 1969 г. в жилке сиенитового пегматита, проходящей в миаскитах в стенке карьера на западном склоне Ильменских гор.

Сейчас это место засыпано и застроено.

Рис. 30. Кристалл лOVERингита из Ильменских гор. Формы: $c\{0001\}$, $a\{10\bar{1}0\}$, $r\{01\bar{1}1\}$, $g\{01\bar{1}2\}$, $p\{10\bar{1}4\}$, $d\{11\bar{2}3\}$



Данные измерения кристаллов лOVERингита показали, что по своим геометрическим константам и набору кристаллографических форм они почти не отличаются от известных кристаллов давидита (рис. 30). Монокристалльной съемкой определены параметры элементарной ячейки лOVERингита ($a_0 = 10.33$, $c_0 = 20.84 \text{ \AA}$) и законы погасаний рефлексов.

Кристаллохимическая формула в видоизмененном варианте следующая: $(\text{Ca}_{1.64}\text{TR}_{1.14})_{2.78}(\text{Mn}_{0.4}\text{Fe}_{0.5}^{3+})_{0.9}(\text{Fe}_{3.03}^{3+}\text{Fe}_{2.44}^{3+}\text{Nb}_{0.16}\text{Mg}_{0.05}\text{Ti}_{0.28})_{5.96}\text{Ti}_{12}\text{O}_{36}$ (Поляков, Баженов, 1988). Это наиболее кальциевый среди всех известных лOVERингитов. Цвет минерала черный, блеск близкий к смоляному, излом раковистый, твердость 5, плотность не определялась.

С непрокаленного материала была снята порошковая диаграмма, на которой обнаружено 12 широких линий приблизительно одинаковой интенсивности, удовлетворительно индицирующихся в указанных параметрах.

Жилка, содержащая лOVERингит, представляла собой линзу длиной около 1 м и мощностью до 10 см. Она состояла из сильно альбитизированного калиевого полевого шпата. Из аксессуарных в ней присутствовал циркон, а в непосредственном контакте с лOVERингитом, в частности, на его кристаллах, находился рутил.

V. 10. Ландауит-давидит — $(\text{Na},\text{TR})(\text{Ti},\text{Fe})_{21}\text{O}_{38}$, триг. с. (Landauite-davidite)

По-видимому, так по современной классификации должен называться обнаруженный в Вишневых горах А. Г. Жабиным минерал, описанный как редкоземельный неметамиктный давидит (Жабин и др., 1963; Еськова и др., 1964). Кристаллов, пригодных для измерений, не найдено. Пересчет химического анализа на формулу, подобную предложенной Пабстом для да-

вилита, приводит к следующему: $(\text{TR}_{1,20}\text{Na}_{0,66}\text{Ca}_{0,20}\text{Pb}_{0,02}\text{K}_{0,12})_{2,20}\text{Mn}_{0,74}(\text{Fe}^{2+}_{2,38}\text{Fe}^{3+}_{2,37}\text{Ti}^{0,74}\text{Nb}_{0,17}\text{Zr}_{0,08}\text{Si}_{0,08})_{5,87}\text{Ti}_{12}\text{O}_{36}$. Здесь крупные катионы щелочных металлов, среди которых преобладает натрий, составляют почти целую формульную единицу, а так как они крупнее всех других катионов, то должны занимать позицию А, и минерал по содержанию натрия должен называться ландауитом.

Вместе с тем, натрия так мало, что он может находиться в микровключениях в минерале, например в виде тенардита. Содержание редких земель (табл. 71) так велико, что для него не хватает всех даже более мелких позиций. Результаты расчета рентгенограмм ландауит-давидита приведены в табл. 72.

Минерал найден А. Г. Жабиным в 1959 г. в микроклиновой сильно альбитизированной жиле, залегающей в фенитовом ореоле вишневогорской щелочной интрузии. Здесь он встречен в пустотке в ассоциации с мусковитоподобной слюдкой и рутилом, образующим друзы кристаллов размером $2 \times 2 \times 10$ мм.

Форма выделений данного минерала — неправильные монокристалльные зерна размером 10×20 мм и грубопористые агрегаты. Цвет минерала черный, в очень тонких осколках просвечивает красно-бурый. Излом неровный, острооскольчатый. В отраженном свете серый, отражательная способность выше рутила. Отчетливо анизотропный. Твердость 6, плотность 4.6 г/см^3 .

V. 11. Давидит — $\text{TR Ti}_{21}\text{O}_{38}$, триг. с. (Davidite)

Минерал, ближе всего отвечающий современной трактовке термина “давидит”, обнаружен в апогипербазитовых фенитах района копи 97 Ильменского заповедника.

С давидитом ассоциируют здесь темный рихтерит, флогопит и акцессорные хромо-магниевого чевкинит (кристаллы), хромит, монацит, минерал группы бастнезита.

Вновь обнаруженный акцессорный давидит встречается исключительно в виде веретенообразных кристаллов до 0.3 мм длиной и менее 0.1 мм толщиной. Цвет черный, блеск сильный, приближающийся к металлическому. Первоначальная диагностика акцессорного давидита произведена по гониометрии кристаллов (рис. 31), ограниченных формами $c\{0001\}$,

Таблица 71

Состав РЗЭ в минералах группы давидита, мас. %

Компонент	1	2
La	39.1	38.0
Ce	28.1	32.0
Pr	1.6	1.5
Nd	4.2	3.6
Sm	1.5	1.0
Gd	—	2.6
Eu	1.9	0.1
Y	—	11.0
Tb	17.2	0.4
Dy	2.2	3.0
Ho	1.0	0.7
Er	2.1	2.4
Yb	1.1	2.3
Tm	—	0.4
Lu	—	0.4
Сумма	100.00	99.40

Примечание. Номера проб те же, что и в табл. 73.

Таблица 72

Расчет рентгенограммы лапдаунит-давидита (Еськова и др., 1964)

hkl	l	d _{лап} , Å	d _{дав} , Å	hkl	l	d _{лап} , Å	d _{дав} , Å
—	—	—	—	315	5	2.144	2.146
—	—	—	—	140	2	1.965	1.966
—	—	—	—	324	4	1.920	1.922
006	1	3.47	3.48	235	3	1.856	1.854
024	6	3.41	3.416	407; 318	6	1.808	1.806
—	—	—	—	416	4	1.712	1.712
—	9*	3.25	—	1.1.12	2	1.656	1.650
205	6*	3.06	3.067	—	3*	1.627	—
300	4	3.00	3.000	152	10	1.605	1.603
116	9	2.898	2.896	425	1	1.574	1.577
107	6	2.854	2.855	336	3	1.552	1.552
303	3	2.742	2.757	514	1	1.545	1.546
125	3	2.641	2.641	155; 3.1.12	6	1.513	1.512
220	1	2.607	2.601	—	3*	1.485	—
—	6*	2.496	—	3.2.10	2	1.467	1.469
223	3	2.433	2.436	—	3*	1.456	—
134	6	2.257	2.256	250	10	1.443	1.443
—	3*	2.191	—	—	—	—	—

Примечание. * — линии рутила

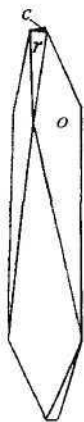


Рис. 31. Кристалл давидита из Ильменских гор. Формы: $c\{0001\}$, $r\{01\bar{1}1\}$, $o\{31\bar{4}1\}$

$r\{01\bar{1}1\}$, $o\{314\bar{1}1\}$ и результатам лазерного спектрального микроанализа, обнаружившего высокие содержания в минерале титана, иттрия, лантана, железа, хрома (табл. 73). Кристаллохимическая формула минерала: $TR_{0.37}(Ti_{15.99}Fe_{3.7}Cr_{0.59})_{20.28}O_{38}$.

V. 12. Перовскит — $CaTiO_3$, ромб. с., псевдокуб. (Perovskite)

Перовскит, впервые найденный в Ахматовской копи в другах кубических кристаллов с магнетитом и хлоритом, был привезен в 1839 г. Кеммерером в Берлин и передан им Г. Розе, который после изучения назвал его по имени "ревностного и просвещенного любителя минералогии, гофмейстера Императорского двора и сенатора графа Л. А. Перовского". Кристаллы перовскита описаны Н. И. Кокшаровым, Г. Розе, П. В. Еремеевым (1894), химизм — Г. Розе (1840, 1842), Деклуазо, В. С. Мясниковым, новые типы месторождений — А. Арцруни (1883), В. С. Мясниковым (1954) и Л. Л. Шилиным (1940). Сводка по уральским перовскитам составлена Э. М. Бонштедт (1935).

На Урале перовскит встречен в скарнах Кусинско-Копанской габбровой интрузии, в перовскит-шпинель-магнетитовых породах, в хлорит-кальцитовых жилах среди хромитовых руд и как новообразование в бокситах и в горелых угольных отвалах. Наиболее широко перовскит развит в контактово-метасоматических месторождениях на контакте габброидов Кусинско-Копанской расслоенной интрузии с доломитами саткинской свиты рифея. Причины такого уникального, по крайней мере, для габброидов Урала, явления заключаются, видимо, в выносе титана из габброидов вследствие широко развитых процессов пегматитообразования. В скарнах перовскит наблюдается во всех группах копей и в самих скарнах, шпинель-магнетит-перовскитовых породах, но наиболее эффектен в зонах перекристаллизации, которые ранее только и описывались. Указывается в копиях гор Назямских (Ахматовской, Николае-Максимилиановской, Еремеевской и Зеленцовской), Чувашских (Перовскитовой) и Ши-

Химический состав минералов группы давидита, мас. %

Компонент	1	2	3
TiO ₂	55.60	59.54	67.50
FeO	14.37	9.98	18.5
Fe ₂ O ₃	11.05	11.09	—
Nb ₂ O ₅	11.20	1.36	—
Ta ₂ O ₅	—	—	—
TR ₂ O ₃	10.56	11.12	—
CaO	5.20	0.64	—
MgO	0.12	0.27	—
MnO	1.60	3.08	—
Na ₂ O	—	0.75	—
K ₂ O	—	0.19	—
PbO	—	0.21	—
Cr ₂ O ₃	—	—	1.1—3.2
Al ₂ O ₃	—	0.30	—
SiO ₂	—	0.09	—
ZrO ₂	—	0.56	—
H ₂ O ⁻	—	0.11	—
H ₂ O ⁺	—	0.61	—
Ce ₂ O ₃	—	—	1.2
La ₂ O ₃	—	—	1.1—1.4
V ₂ O ₅	—	—	1.4
Сумма	99.70	99.90	90.80—93.20

Примечание. 1 — доверингит из сиенит-негматитов Ильменских гор. Аналитик Л. Ф. Баженова (Поляков и др., 1986); 2 — ландоунт-давидит из сиенит-негматитов Висневых гор. Аналитик М. Е. Казакова (Жабин и др., 1963; Еськова и др., 1964); 3 — давидит из анигипербазитовых фенитов Ильменских гор. Аналитик В. А. Вилисов (Поляков, Вилисов, 1988).

шимских (Шишимской и Прасковье-Евгеньевской). В собственном скарнах и кальцифирах перовских образует неправильные зерна в хлоритовом агрегате в парагенезисе с титанхондродитом и клиногумитом или хорошо образованные мелкие кристаллы до 1 мм в оливин-кальцитовом кальцифоре по доломиту. Наиболее эффектны образцы в кальцитовых жилах перекристаллизации в парагенезисе с клинохлором.

Кристаллы перовскита имеют размеры от долей миллиметра до 12 см по ребру куба (находки М. П. Мельникова в Перовски-товой копи Чувакской горы) (Еремеев, 1899). Кристаллография перовскита изучалась Г. Розе (1840), Н. И. Кокшаровым (1844), установившим грани октаэдра и додекаэдра, и О. А. Яковлев-

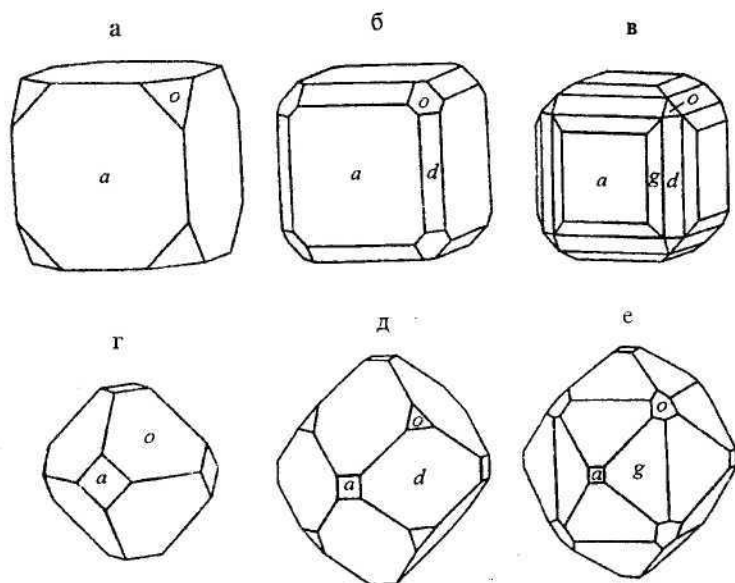


Рис. 32. Кристаллы перовскита (Минералы, 1967).
а—в — из Ахматовской копи (по Кокшарову), г—е — из Перовскитовой копи (по Яковлевской). Форма (в кубической установке): а{100}, d{110}, o{111}, г{320}

ской (Минералы, 1967), описавшей из Перовскитовой копи кристаллы октаэдрического габитуса (рис. 32). Перовскит-шпинелевые магнетиты встречены Л. Л. Шилиным (1940) в районе Прасковье-Евгеньевской копи близ ст. Медведовки на контакте с доломитом в хлорит-серпентиновых породах. Выделения размером до 15—20 м в длину при мощности 0.2—0.5 м сложены мелкозернистой массой. Перовскит присутствует в количестве до 13 % по периферии рудных масс, а также образует вкрапленность в хлорит-серпентиновой оторочке и нарастает на ильменит в кальцитовых жилах.

Параметр примитивной псевдокубической ячейки перовскита из Ахматовской копи $a_0 = 3.82 \text{ \AA}$. Как известно, кристаллы перовскита представляют собой сложные двойники ромбических индивидов, выявляемых по штриховке на гранях куба и при оптическом изучении шлифов. Химические составы перовскитов приведены в табл. 74. В ахматовских перовскитах Хевеши (Бонштедт, 1935) установлены Nb_2O_5 0.008 и Ta_2O_5 0.0015 мас. %.

Химический состав перовскитов Кусинского массива, мас. %

Компонент	1	2	3	2	3
SiO ₂	0.45	0.51	1.00	0.52	—
TiO ₂	57.59	57.23	55.60	57.75	58.85
Al ₂ O ₃	—	—	1.33	0.45	—
Fe ₂ O ₃	0.40	0.57	1.32	0.66	—
FeO	0.14	0.25	—	—	0.58
MgO	—	—	0.48	0.23	—
CaO	40.93	40.93	40.00	40.68	40.83
TR ₂ O ₃	0.23	0.17	Не обн.	Не обн.	—
Ta ₂ O ₅	Не обн.	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0.17	0.49	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	—	—	0.60	—	—
Сумма	99.91	100.15	100.33	100.29	100.26
Плотность, г/см ³	4.04	—	3.987	3.91	—

Примечание. 1—4 — материалы В. С. Мясникова (Минералы, 1967): 1 — бурый перовскит из Перовскитовой копи; 2 — темно-бурый из Еремеевской копи, там же; 3 — из рудной жилы в Еремеевской копи; 4 — мелкие кристаллы на стенках трещин в титаномagnetите Рудной копи; 5 — псевдоморфозы по ильмениту из Прасковье-Евгеньевской копи (Попов, 1876). Аналитики: 1, 2 — И. Д. Борисман-Старынкевич; 3 — В. А. Молча; 4 — Т. А. Бузова.

В ультрамафитах перовскит отмечался Б. П. Кротовым (1915) в клинопироксенитах Миасского района в микроскопических количествах в виде каемки вокруг зерен титаномagnetита или при его полном замещении. Диагностические признаки не приводятся. В хлоритовых породах того же района перовскит отмечался Б. П. Кротовым (1915) среди сфена или в виде самостоятельных зерен.

В последнее время перовскит установлен А. Ю. Кисиним в актинолитовой жиле, залегающей в брекчии диаллагитов на Полдневском месторождении демантоида в 40 км к югу от г. Полевского Свердловской области. Кристаллы кубического облика до 2 см по ребру. Цвет темно-бурый. Просвечивает в тонких сколах. Блеск полуметаллический, маслянистый. Твердость 5,5, с трудом царапает стекло. В парагенезисе отмечены актинолит, magnetит, демантоид.

В гранатowych родингитах Луковского месторождения хризотил-асбеста А. Е. Малахов (1930) указывает на присутствие

0.74 % перовскита. Родингит развивается по микродиоритам, секущим апогарицбургитовые серпентиниты.

К гидротермальным относятся находки перовскита в хлоритовых или амезит-кальцитовых жилах среди хромититов. На Сарановском месторождении перовскит обнаружен А. Е. Ферсманом (1920). Перовскит встречен О. К. Ивановым в амезит-кальцитовых жилах Амезитовой ямы на южном окончании Главного Сарановского месторождения. Они переходят по простиранию в корундофиллит-кальцитовые жилы, где из титановых минералов присутствует только сфен. Жилы пространственно тяготеют к хлоритизированным диабазовым дайкам и располагаются по трещинам в хромитовых пластах. Жилы сложены амезитом в виде щеток, параллельно-волоknистых агрегатов и дипирамидальных кристаллов, нарастающих на стенки трещин (Зимин, 1939). Перовскит встречается в виде черных кубических кристаллов до 1 см по ребру куба. По И. А. Зимину (1954), сарановский перовскит имеет состав, мас. %: SiO_2 1.04; Al_2O_3 1.61; TiO_2 57.24; Cr_2O_3 0.57; FeO 1.18; MgO 0.50; CaO 37.08; п. п. 0.92; сумма 100.14. Присутствие кремнезема, магнeзии и, видимо, значительной части окиси хрома объясняется вростками амезита. Перовскит обычно частично или полностью замещен рутилом, брукитом, анатазом или двумя последними вместе, причем рутиловые псевдоморфозы образовались в гидротермальную стадию, брукитовые и анатазовые — в гипергенную (Иванов, 1973). Рентгенограмма соответствует эталонной с главными отражениями, d, Å (I) (hkl): 2.71(10) (200,002); 1.94(50)(040); 1.55(20)(042); 1.361(20)(400); 1.208(30) (161). Параметры ячейки: $a_0 = 5.444$; $b_0 = 7.639$; $c_0 = 5.387$ Å.

Перовскит установлен А. Е. Арцруни (1883) в хромитовом руднике Теплые Ключи близ п. Касли в трещинах хромитовой руды в парагенезисе с кеммереритом и хромрутилом. Октаэдрические кристаллы перовскита размером от 2 мм до 1.5 см имеют красноватый цвет и нарастают на кеммерерит. С поверхности перовскит превращен в буровато-серый минерал, по-видимому, анатаз. Высказывались предположения (Бонштедт, 1935), что перовскит является псевдоморфным по хромиту или титаномагнетиту. Однако после находки перовскита в Сарановских жилах стало ясно, что это обычный первичный гидротермальный минерал. К этому же типу относится находка перовскита в трещине среди хромитовой руды Ключевского рудника в бывшей Моветной даче (Бонштедт, 1935). Кубические кристаллы перовски-

та черного цвета до нескольких миллиметров по ребру находятся в парагенезисе с хромистым везувианом.

Встречен Б. В. Чесноковым в “черных желваках” с железом, ольдгамитом, троилитом и ферропериклазом, в базальтоподобных породах горелого отвала разреза “Коркинский” (г. Коркино, Челябинский угольный бассейн). Представлен мелкими до 0.1 мм коричневатými кубиками с алмазным блеском. Имеются также характерные двойники прорастания по {111}. Дебаеграма соответствует эталонной. Главные отражения, d , Å (I) (hkl): 2.72(10)(044); 1.919(9)(008); 1.565(8)(139); 1.353(5)(088); 1.207(5)(0.4.12); 1.020(3) (2.5.14).

Р. Блюмом в 1863 г. описаны псевдоморфозы магнетита по кубическим кристаллам перовскита из хлоритовой породы Ахматовской копи (Еремеев, 1892). П. В. Еремеев (1892) исследовал из Еремеевской и Редикорцевской копей зональные псевдоморфозы по перовскиту, сложенные последовательно гидроильменитом, анатазом, сфеном (?), ильменитом и магнетитом. О. К. Ивановым (1973) отмечены псевдоморфозы гидробрукита и анатаза по кристаллам перовскита из Сарановского месторождения. Выветривание перовскита с образованием по нему гидроокиси титана отметил И. А. Зимин (1954). Псевдоморфозы перовскита по ильмениту из Ахматовской копи описаны Г. Поповым (1876).

V. 13. Лопарит — $(\text{Ce}, \text{Na}, \text{Ca})(\text{Nb}, \text{Ti})\text{O}_3$, ромб. ? с. (Loparite)

Лопарит указывается В. В. Ляховичем (1967) в списке акцессорных минералов из аплитов Шилово-Коневского массива в количестве 0.7 г/т, однако диагностических признаков минерала не приводится. Не исключена возможность заражения пробы лопаритом при дроблении. Указывается Б. К. Ушковым и др. (в виде кристаллов и двойников до 2 мм) в платиноносном аллювии левых притоков р. Ис, размывающих Вересовоборский пироксенит-дунитовый массив. Требуется подтверждения.

V. 14. Ульвошпинель — TiFe_2O_4 , куб. с. (Ulvospinel)

Впервые ульвошпинель определена оптически (Ramdohr, 1953) в габброидах массивов гор Денежкина камня и Качканара при микроскопических исследованиях титаномагнетита, затем

В. Г. Фоминых в титаномагнетитовых рудах месторождений Малый Куйбас (Фоминых, 1961, 1963) и Волковского (Фоминых и др., 1965). Позднее описана во всех известных на Урале титаномагнетитовых месторождениях (Чернышева, Фоминых и др., 1975, 1978, 1979; Фоминых, Чернышева, 1979), в магнетитах графитоидов базальтоидного происхождения (Фоминых, Ярош, 1970) и Е. Е. Порошиным в базальтах.

Ульвошпинель известна на Урале только в железо-титановых окисных парагенезисах (магнетит-ильменитовых) и диагностируется лишь в виде продуктов распада твердого раствора в магнетите. Образует тончайшие вроски в магнетите размером 1×2 мкм и менее в виде сетки, совпадающей с отдельностью по {100}, а также эмульсионные, субграфические, идиоморфные, аллотриоморфные, пластинчатые и штриховидно-пластинчатые выделения в магнетите (рис. 33, 34). Количество минерала колеблется от десятых долей до 25—30 мас. % от объема зерен магнетита, возрастая в высокотитанистых титаномагнетитовых рудах (Фоминых, 1988). Ульвошпинель в отраженном свете отличается от ильменита изотропностью, светло-коричневым цветом и более низкой отражательной способностью. Замещается ильменитом, при этом в магнетите наряду с ильменитом появляются тонкие пластинчатые выделения гематита. Следовательно, появление ульвошпинели происходит при недостатке кислорода или избытке закиси железа.

В химических анализах титаномагнетитов на присутствие ульвошпинели указывает избыток FeO, ибо содержание закисного железа в нем в 2 раза больше, чем в ильмените. Это хорошо фиксируется при пересчете анализов на нормативный состав. Минерал диагностируется при рентгеноструктурном исследовании титаномагнетита по параметрам решетки, равным 8.50—8.53 Å.

Для установления незначительного количества ульвошпинели пробу магнетита (титаномагнетита) можно обрабатывать соляной кислотой, так как в ней ульвошпинель не растворяется.

В титаномагнетитах из рудных пластов Копанского месторождения, ульвошпинель образует коричневатые изотропные пластинки, окружающие выделения плеонаста (Карпова, 1974). Обычно замещается ильменитом. В базальтах из березовской свиты С, на правобережье р. Урала близ п. Грязнушинского встречена Е. Е. Порошиным в 1989 г. в основной массе в виде зерен размером 0.1—0.05 мм. Состав, определенный на микрозон-

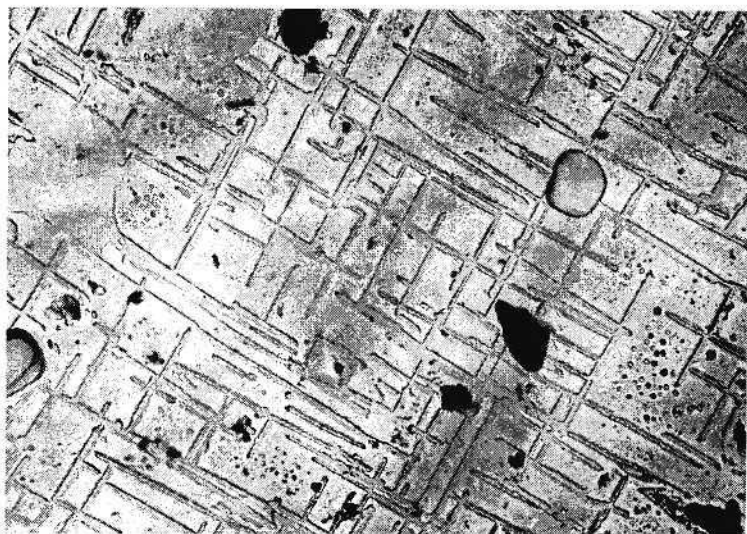


Рис. 33. Пластинчатые и решетчатые срастания ульвошпинели с магнетитом из массивной титаномагнетитовой руды. Месторождение Малый Куйбас. Угольная реплика со скола магнетита, протравлено HCl. Увел. 700



Рис. 34. Штриховидно-пластинчатые вросстки ульвошпинели по {100} магнетита, частично замещенные ильменитом, из массивной руды. Месторождение Малый Куйбас. Угольная реплика со скола магнетита, протравленного HCl. Увел. 1300

де в центральной и краевой частях зерен, мас. %: TiO_2 — 36.04 и 13.69; Al_2O_3 — 0.16 и 0.14; Fe_2O_3 не опр. и 42.20; FeO — 63.25 и 43.58; MgO — 0.59 и 0.14; Cr_2O_3 не опр. и 0.26; сумма — 100.40 и 100.01. Кристаллохимические формулы: $\text{Ti}_{8.02}(\text{Fe}_{15.66}^{2+}\text{Al}_{0.06}\text{Mg}_{0.26})\text{O}_{32.05}$ — $\text{Fe}_{11.08}^{2+}(\text{Mg}_{0.06}\text{Fe}_{9.64}^{3+}\text{Cr}_{0.06}\text{Al}_{0.05}\text{Ti}_{3.12})\text{O}_{31.96}$, т. е. от ульвошинели до титаномагнетита.

V. 15. Армолколит — $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})\text{Ti}_2\text{O}_5$, ромб. с. (Armalcolite)

Обнаружен Б. В. Чесноковым в образцах из “черных блоков” (Чесноков, Щербакова, 1991) горелого террикона шахты 45 (г. Копейск) в Челябинском угольном бассейне. Первоначально был определен как минерал из группы псевдобрукита. После получения данных микрозондового анализа определен как армолколит (Чесноков и др., 1991).

Встречается в виде прямоугольных табличек до 1 мм в поперечнике. Сопутствующие минералы: сажистый углерод, пирротин, магнетит, рутил черный, анортит, черный, густо-синий титанит, фторфлогопит, фтормагнезиальная роговая обманка и др. Кристаллы армолколита уплощены по (100) и несколько удлинены по [001]. Главными формами являются: $a\{100\}$, $n\{120\}$, $e\{109\}$ и $b\{010\}$. Грани кристаллов ровные и блестящие. Встречаются кристаллы, покрытые “рубашкой” мелкокристаллического магнетита. Цвет кристаллов черный, черта коричневатосерая. Блеск от яркого смолистого до полуметаллического; на гранях нередко видна побежалость. Твердость около 6, хрупкий, излом раковистый, спайности не обнаружено. В иммерсии под микроскопом наиболее тонкие частицы просвечивают красновато-коричневым цветом; анизотропен, цвета интерференции маскируются собственной окраской. В полированных шлифах в отраженном свете голубовато-серый. Отражательная способность около 15 %. В скрещенных николях слабо анизотропен.

Микрозондовый анализ пробы 054—367 армолколита показал следующий состав, мас. %: TiO_2 79.58; MgO 14.10; FeO 5.36; Al_2O_3 3.23; сумма 102.27. Эмпирическая формула: $(\text{Mg}_{0.70}\text{Fe}_{0.15}^{2+}\text{Al}_{0.13})_{0.98}\text{Ti}_{1.98}\text{O}_{5.00}$. Кристаллическая структура армолколита из горелых отвалов изучена Е. В. Соколовой с соавторами (1991). Параметры ячейки армолколита: $a_0 = 9.725(3)$; $b_0 = 10.018(4)$; $c_0 = 3.727(2)$ Å; $V = 363.1(3)$ Å³; $z = 4$; плотность 3.88 г/см³; пространственная группа Bbmm. Структура армолколита представляется

Расчет дифрактограмм армолколита из отвала (1)
и синтетического армолколита (2)

1		2		
1	d, Å	1	d, Å	hkl
29	5.01	40	5.02	020
20	4.86	80	4.88	200
100	3.476	100	3.493	101
94	2.747	80	2.762	230
12	2.449	10	2.452	301
8	2.429	6	2.438	400
11	2.414	10	2.415	131
19	2.230	16	2.233	240
18	2.187	4	2.194	420
16	1.968	18	1.972	430
18	1.854	8	1.858	250
7	1.749	8	1.755	341
10	1.672	10	1.675	060
17	1.631	30	1.634	521
11	1.622	14	1.625	600
18	1.545	18	1.549	232
10	1.533	8	1.537	531

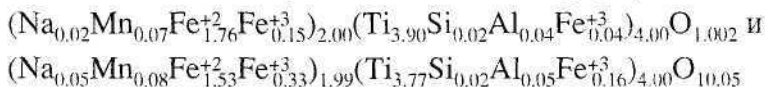
Примечание. Условия съемки: 1 — дифрактометр ДРОН-2.0, CuK_α -излучение; 2 — дифрактометр, CuK_α , внутренний стандарт кремний (JCPDS, 24—522).

как октаэдрический каркас на основе анатазовых лент. Порошковая дифрактограмма армолколита приведена в табл. 75.

По сравнению с армолколитами Луны (Фрондел, 1978) армолколит из “черных блоков” обогащен магнием. Следует подчеркнуть, что армолколит горелых отвалов образован в восстановительных условиях. По-видимому, часть титана в нем находится в виде Ti^{3+} . Сопутствующие ему минералы также содержат титан в форме Ti^{3+} — синий фторфлогопит, густо-синий титанит.

Минерал, близкий по составу армолколиту установлен Е. Е. Порошиным в 1989 г. к северо-востоку от горы Ай-Дарлы, в 2 км к западу от горы Магнитной (скв. 808, гл. 182 м) в пироксен-плагиоклазовом порфирите колтубанской свиты D_3 . Состав минерала, определенный на микрозонде “Камебакс” (центр и край соответственно), мас. %: SiO_2 — 0.23 и 0.32; TiO_2 67.40 и

65.16; Al_2O_3 0.41 и 0.57; Fe_2O_3 3.34 и 8.48; FeO 27.33 и 23.78; MnO 0.80 и 0.89; CaO 0.08 и 0.10; Na_2O 0.32 и 0.63; Cr_2O_3 0.09 и 0.07; суммы 100.00 и 100.00. Кристаллохимические формулы:



V.16. Редледжит — $\text{BaTi}_6\text{Cr}_2(\text{O},\text{OH})_{16}$, тетр. с. (Redledgeite)

Редледжит встречается на Главном Сарановском месторождении и в россыпи № 4, приуроченной к Малопестерскому проявлению хромитов. Морфологически выделяется три типа редледжита.

Первый тип (М-800) — кристаллы редледжита в кальцитовый жилке из отвалов Главного Сарановского месторождения. Жилка мощностью до 1 см залегает в порфировидных хромитах. Кристаллы редледжита растут на неровной поверхности стенки, сложенной хромшпинеллом с родохромовым цементом. Кристаллы единичные и в виде сростков размером до $2 \times 3 \times 2$ и $4 \times 1 \times 2$ мм, распределены в жилке более или менее равномерно. Других минералов, кроме кальцита, не установлено.

Второй тип (С-498) встречается в виде включений в родохромовой жилке в катаклазированных хромитах из отвала на рудном дворе Сарановской шахты. Хромититы представляли собой валуны от 30 до 120 см в поперечнике, добытые из россыпи № 4 к западу от Малопестерского хромитового месторождения в верховьях р. М. Пестерь. Мощность родохромовых жилок до 2—3 см. Редледжит обычно наблюдается в тонких жилках, тогда как более крупные или мономинеральные, или содержат псевдоморфозы анатаза по крупным, до 80×5 мм, кристаллам титанита. Редледжит встречается в виде призматических или плоскопризматических зерен до $14 \times 4 \times 2$ мм, образующих рассеянную вкрапленность в родохроме, реже сростки и неправильные зерна в хромитите и пойкилитические зерна с идиоморфными гелиминтами родохрома. В редких пустотках встречены плохообразованные призматические кристаллики редледжита до 3×1 мм с гранями призмы. Наблюдалось замещение хромшпинелида редледжитом.

Третий тип представлен мелкими, до 1—2 мм в поперечнике, сферолитами редледжита зеленовато-желтого цвета, сидящими

в кальците на тонких неровных трещинках в хромитите Главного месторождения.

Судя по взаимоотношениям, в кальцитовых жилах редлеждеит кристаллизовался первым до кальцита, в родохромовых — на всех стадиях кристаллизации хлорита — до, одновременно и после его образования.

Цвет редлеждеита в зернах и кристаллах черный, блеск алмазный, черта оливково-зеленая, похожая на черту вокеленита. В шлифах и тонких зернах минерал густо-зеленый, желтовато-зеленый, прозрачный. Внутренние рефлексy темно-желтовато-зеленые. В отраженном свете под микроскопом минерал светло-серый, анизотропный в коричневато-серых тонах с желто-зелеными, иногда красными внутренними рефлексами. Двухотражение слабое, заметное в масляной иммерсии. Отражательная способность низкая (около 20 %). Минерал одноосный, оптически положительный. Погасание прямое, удлинение положительное. Сильно плеохроитует: N_c — коричневато-зеленый, N_o — зеленовато-желтый, $N_c > N_o$. Вычисленные показатели преломления для желтого света: $n_c = 2.52$, $n_o = 2.33$, $n_c - n_o = 0.19$.

Твердость минерала 5.5—6.5 по шкале Мооса. Твердость микровдавливания VHN, измеренная на приборе "DURIMET" при нагрузке 50 г, на сечении, нормальном [001], изменяется в пределах 788—965, в среднем 874 кг/мм² (6 определений). На плоскости, параллельной грани призмы {100}, VHN колеблется от 726 до 1120, среднее 928 кг/мм² (27 определений). Средняя анизотропия твердости первого рода $K_{VHN1} = 1.06$, второго рода $K_{VHN2} = 1.06$.

Излом минерала неровный мелко-раковистый. Спайность средняя по призме {100} (С-498) и весьма несовершенная по {110} и {001}. Хрупкий. Немагнитный.

Плотность минерала, измеренная в пикнометре, 4.32 и 4.38 г/см³, вычисленная 4.35 г/см³ (М-800), что заметно выше, чем 3.72 г/см³ для эталонного минерала, приведенная Х. Штрунцем (Schtrunz, 1963). В то же время расчет по данным (Scott, Peatfield, 1986) дает $\rho_{выч.} = 4.46$ г/см³, т. е. вычисленные плотности эталонного и сарановского редлеждеитов близки между собой.

В ультрафиолетовом свете ($\lambda = 365$ мкм) минерал не люминесцирует. В концентрированной серной, соляной и азотной кислотах практически не растворяется. В пламени паяльной трубки не плавится (плавкость 7), но при сильном и длительном прокаливании гладкая поверхность кристалла шелушится, разбрасывая искры,

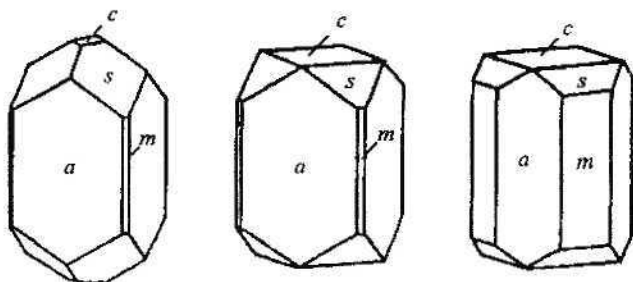


Рис. 35. Типы кристаллов редлеждеита (обр. М-800). Формы: $a\{100\}$, $m\{110\}$, $c\{001\}$

становится шероховатой и приобретает темный желтовато-зеленый цвет. При прокаливании в закрытой трубке не изменяется.

Облик кристаллов призматический (С-498) и короткопризматический (М-800) (рис. 35). Коэффициент удлинения 1.2—1.5. Часть кристаллов имеет две головки. Установлены основные формы: призмы $a\{100\}$ и $m\{100\}$, пинакоид $s\{001\}$ и дипирамида $s\{221\}$. Присутствуют также мелкие и несовершенные грани, не поддающиеся точному измерению. Грани призмы блестящие, с вертикальной штриховкой, особенно сильно выраженной на менее совершенных кристаллах из пустот в родохроме, из-за которой плоскости наиболее развитой призмы $\{100\}$ кажутся выпуклыми. Грани головки имеют грубую скульптуру, базопинакоид покрыт вицинальными гранями. Как показывает съемка лауэ-грамм, кристаллы представляют собой параллельные сростки нескольких, слегка разориентированных индивидов.

ИК-спектр ("Specord 75IR", таблетки с KBr) приведен на рис. 36. В области частот ниже 800 см^{-1} он подобен спектру криштомелана (Potter, Rossman, 1979).

Это свидетельствует о сходстве их структур, но наиболее интенсивная полоса редлеждеита (486 см^{-1}) смещена в область низких частот по сравнению с основной полосой поглощения криштомелана. В области ОН-валентных колебаний присутствуют два слабых пика (около 3530 и 3470 см^{-1}), относящиеся к слабым основным ОН-группам, образующим водородные связи.

Полоса 1605 см^{-1} , имеющая низкочастотное плечо, относится к деформационным колебаниям ОН-групп. Присутствия в минерале H_2O не установлено.

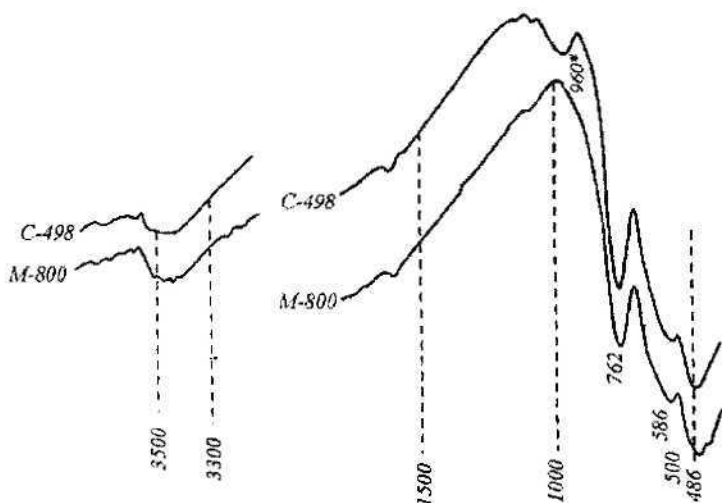
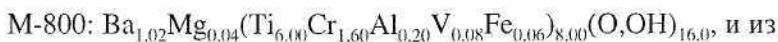
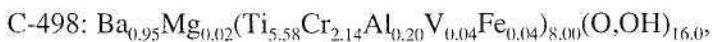
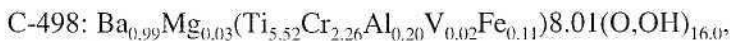


Рис. 36. ИК-спектр редледжита; звездочкой обозначена примесь родохрома

Рентгенограмма редледжита (табл. 76) идентична эталонной. Термограмма минерала из-за недостаточного количества материала содержит лишь слабый эндотермический эффект на кривой ДТГ при 850 °С.

Микрозондовый анализ, проведенный В. Г. Зыряновым в Институте электрохимии УрО РАН на приборе "Camebax", показал, что наиболее важные элементы минерала Ba, Cr, Ti и Al, с незначительными количествами Fe, V и Mg (табл. 77).

Интересно повышенное, около 1.3 %, содержание Al_2O_3 , ранее неизвестное в минерале. От первоначальной находки сарановский редледжит отличается присутствием небольшого количества магния, пониженным содержанием железа и повышенным ванадия. С учетом наличия группы OH сарановский редледжит имеет следующие эмпирические формулы.



Ред-Ледж (Yatehouse et al., 1986): $Ba_{1.10}(Ti_{5.95}Cr_{1.82}Fe_{0.10}V_{0.08})7.95O_{16.0}$

Таблица 76

Рентгенограммы редджджента

Сараны, М-800		Ред-Ледж		
1	d, Å	1	d, Å	hkl
3	7.12	20	7.10	200
9	5.05	5	5.05	220
31	3.572	50	3.570	400
100	3.199	100	3.195	420
2	2.819	30	2.831	112
4	2.527	10	2.536	440
8	2.466	60	2.470	312
20	2.262	30	2.257	620
10	2.214	40	2.217	332
2	2.030	30	2.033	152
3	1.983	30	1.985	460
6	1.884	50	1.885	352
5	1.789	20	1.788	800
3	1.736	20	1.731	820
9	1.686	40	1.685	660
5	1.583	60	1.583	732
$a_0 = 14.298 \text{ Å}$ $c_0 = 5.890$		$a_0 = 14.320 \text{ Å}$ $c_0 = 5.893$		

Примечание. Условия съемки: ДРОН-2.0, Fe-излучение, моно-хроматор. Аналитик Т. М. Рябухина. Институт минералогии УрО РАН.

Таблица 77

Химический состав редджджента из Ред-Ледж (Scott, Peatfield, 1986)
и Сарановского месторождения

Компонент	Ред-Ледж	Сарановское месторождение		
		С-498		М-800
		1	2	
TiO ₂	59.1	56.00	59.67	61.28
Al ₂ O ₃	—	1.27	1.34	1.30
Cr ₂ O ₃	17.1	21.81	21.81	16.16
Fe ₂ O ₃	1.1	0.11	0.40	0.59
MgO	—	0.13	0.13	0.23
BaO	20.6	19.21	19.44	19.93
V ₂ O ₃	0.4	0.23	0.48	0.98
Сумма	98.3	98.76	100.23	100.47

Генезис сарановских редлеждеитов гидротермальный. Образование кальцитовых и родохромовых жил связывается с воздействием на хромититы гидротерм, инициированных поздней интрузией габбро-диабазов, образовавших каркас даек. Внедрение габбро-диабазов вызвало прогрев поровых гидрокарбонатных вод вмещающих пород, их миграцию по трещинам и разломам вверх и активное воздействие на диабазы, хромиты и ультрамафиты (Иванов, 1990). Щелочной pH вод приводил к замещению хромшпинелида родохромом и магнетитом и выносом хрома в раствор. Привнесенными компонентами являлись Са, Ва, CO_2 и Ti. При этом Са и Ва выносились из вмещающих сланцев, где кальцит был обычным, а барит редким диагенетическими минералами. Ti и V выносились растворами из диабазовых даек и частично из хромшпинелида хромититов. Отсутствие типоморфных минералов в изученных жилах не позволяет точно установить температуру кристаллизации редлеждеита, но весь процесс минералообразования происходил в интервале 200—700 °С. Редлеждеит явно кристаллизовался в нижней половине этого интервала.

VI. ОКСИДЫ НИОБИЯ И ТАНТАЛА, ТАНТАЛОНИОБАТЫ

В разделе объединены группы ильменорутила, колумбита-танталита, пирохлора и недавно открытый гидроксид ниобия — франконит.

VI. I. Ильменорутил-стриверит —

(Ti, Nb, Fe)O₂—(Ti, Ta, Fe)O₂, тетр. с. (Ilmenorutile-struverite)

Ильменорутил впервые установлен в Ильменских горах на Урале в 1856 г. Н. И. Кокшаровым (18566) и первоначально назван науманнитом.

Однако такое же название было использовано Гайдингером для селенида серебра. В связи с этим Н. И. Кокшаров предложил: “Так как эта разность Ильменских гор отличается от рутила всех прочих месторождений своим значительно большим относительным весом и своею особенною наружностью, а от Уральских рутилов большим содержанием железа, то я полагаю приличным дать ей название “ильменорутил” (с. 314). Здесь же приводятся чертежи кристаллов, двойников и приблизительный анализ Р. Германа, определившего в минерале 89.3 мас. % TiO₂ и 10.7 — FeO. Этот ильменорутил найден в одной из жил гранитного амазонитового пегматита (копь 59). Р. Герман продолжил изучение химического состава минерала, определив при этом, помимо окислов железа и титана, 19.64 мас. % Nb₂O₅ и 0.89 — SnO₂.

П. В. Еремеев (1871, 1878, 18796, 18956), получив новый материал, продолжил изучение ильменорутила и обнаружил новые кристаллографические формы и типы сростаний. Химические анализы ильменорутила из Лобачевских копей (копи 82-88), произведенные в 1907 г. (Prior, Zambonini, 1908), определили в минерале 14.70 мас. % Ta₂O₅. В 1920 г. ильменорутил Блюмовской копи (копь 50) анализировал Г. П. Черник (1921).

Его анализ сходен со вторым анализом Р. Германа. Все эти данные относятся к ильменорутилам из гранитных амазонитовых пегматитов Ильменских гор.

В 1934 г. ильменорутил несколько иного состава и облика был установлен в сиенит-пегматитах Ильменских гор у д. Селянкино (копь 150) инженером П. Г. Пантелеевым (1936). Затем об-

наружен в россыпных и коренных месторождениях Савельева лога и Фирсовой горы. Изучением его свойств и парагенезисов занимались П. Г. Пантелеев (1936), А. И. Симонов (1949). Этот ильменорутил встречается в крупных бесформенных выделениях и содержит от 6 до 10 мас. % Nb_2O_5 при весьма незначительном содержании тантала.

Установлено, что в основном ильменорутилы из гранитных амазонитовых пегматитов Ильменских гор содержат больше Ta_2O_5 , нежели Nb_2O_5 , поэтому они должны называться стрюверитами или ильменорутил-стрюверитами (Поляков, Красина, 1983). На этом материале Е. П. Макагоновым определены законы кругового двойникования.

Ильменорутил найден также в северной части Ильменогорско-Вишневогорской щелочной провинции, в Потаниных (Свяжин, 1961) и Вишневых горах (Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова и др., 1964). В виде мелких зерен он встречен в щелочных редкометалльных метасоматитах Западно-Уральского поля (Еськова, 1976). В других местах на Урале этот минерал известен в виде включений в топазах Мурзинки и в некоторых других гранитных пегматитах (Юшкин и др., 1986).

Кристалломорфология ильменорутила изучалась с момента его открытия П. В. Еремеевым и Н. И. Кокшаровым. В отличие от большинства рутилов, ильменорутилы из гранитных пегматитов Ильменских гор (рис. 37, 38) пирамидальны и гораздо чаще образуют двойники или сложные сростки, нежели одиночные кристаллы (Еремеев, 1879; Свяжин 1961; Макагонов, 1983).

Для ильменорутилов из сиенит-пегматитов Ильменских гор имеется единственный чертеж кристалла без обозначения кристаллографических форм, выполненный А. И. Симоновым (1949). Благодаря тому, что образец этот сохранился в музее Ильменского заповедника, установлено, что он представляет собой двойниковый сросток кристаллов, где определить формы не составило труда (рис. 39). Чертеж кристалла ильменорутила из Мочалина лога в Потаниных горах проводится Н. В. Свяжиным (1961), который обнаружил новые для ильменорутила формы: $h\{120\}$ и $Q\{530\}$ (рис. 39). Кроме того, в Ильменских горах установлены ориентированные срастания ильменорутила с колумбитом (рис. 38) (Поляков, Корнилов, 1975), касситеритом и анатазом (Поляков, 1982а). В срастании колумбита с ильменорутилом первый представлен монокристаллом, а второй — двойником по (101) . В срастании совпадают кристаллографические оси $[010]$ и

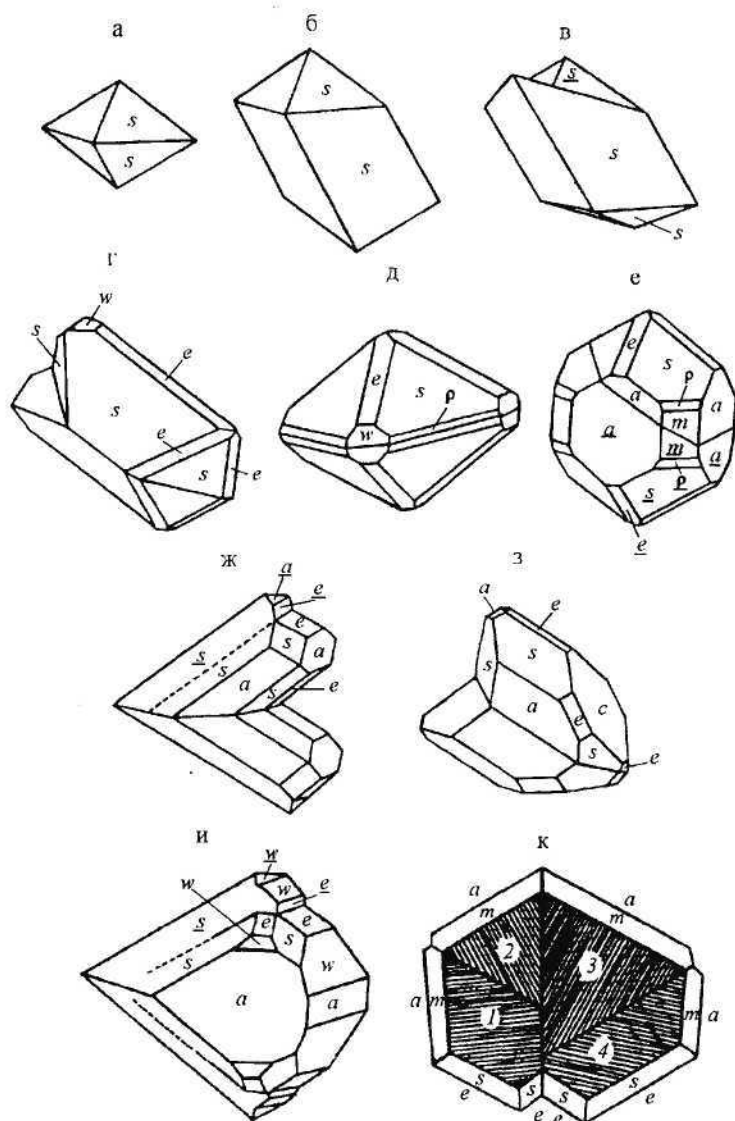


Рис. 37. Кристаллы и двойниковые сростки ильменорутила-стрюверита из амазонитовых пегматитов Ильменских гор. Формы: а{100}, е{101}, м{110}, с{111}, w{501}, (1221), с{001}

грань (001) колумбита с гранью (101) ильменорутила. Этот закон срастания аналогичен таковому касситерита с иксиолитом. Возможные причины закономерной взаимной ориентировки обсуждаются ниже (см.: Иксиолит). В жиле амазонитового пегматита копи 71 касситерит образует синтаксические срастания с внешними зонами кристаллов ильменорутила. Ввиду несовершенства граней кристаллов касситерита, законы срастаний его с ильменорутилом установлены по лауэграммам. Сrostки касситерита и ильменорутила оказались закономерными сrostками двойников по (101) обоих минералов. При этом двойники касситерита также находились в двойниковом положении по отношению к двойникам ильменорутила. В жиле амазонитового пегматита копи 74 встречены кристаллы анатаза, на которых имеются ориентированные нарастания кристаллов ильменорутила.

Единая ориентировка обнаруживается при их одновременном отблеске от параллельного пучка света. Многие пространственно разобщенные кристаллы ильменорутила на одном кристалле анатаза находятся относительно друг друга в положении двойников по (101). Вместе с тем не обнаружено каких-либо рациональных направлений или плоскостей срастания ильменорутила и анатаза.

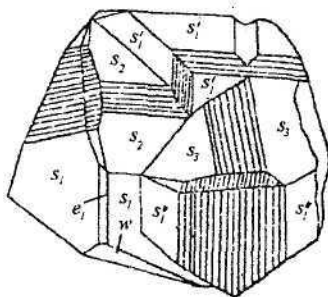
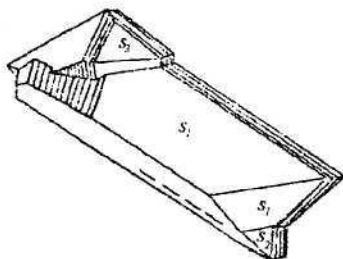
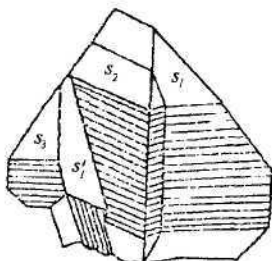
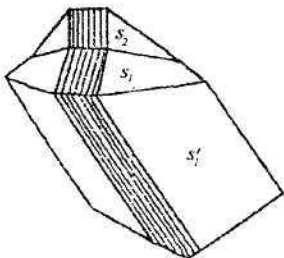
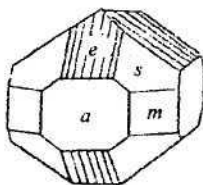
Цвет ильменорутила и ильменорутил-стрюверита черный, но ильменорутил-стрюверит часто просвечивает бурым цветом. В то же время черта всех ильменорутилов и ильменорутил-стрюверитов имеет зеленоватый оттенок.

Блеск сильный, алмазный, излом раковистый, спайность по (110) хорошо заметна у ильменорутилов из щелочных пегматитов и карбонатитов. Твердость 6—6,5, плотность от 4,34 до 5,14 г/см³, увеличивается с повышением содержания тантала.

Химический состав ильменорутилов и ильменорутил-стрюверитов приведен в табл. 78 и 79. Повторное изучение ильменских ильменорутилов показало, что анализы прошлого века некачественны и представляют лишь исторический интерес (Поляков, Красина, 1983). Количественные спектральные анализы и параметры элементарной ячейки ильменорутил-стрюверитов из гранитных амазонитовых пегматитов Ильменских гор приведены в табл. 80.

Как уже отмечалось, минералы группы ильменорутила-стрюверита встречаются на Урале в различных минеральных ассоциациях. Наиболее распространены и разнообразны они в ильменогорско-вишневогорском щелочном комплексе.

A diagram of a rhombic crystal. The crystal is a rhombus with internal lines representing crystallographic planes. Two axes are labeled: 'e' for the extraordinary axis and 's' for the ordinary axis.



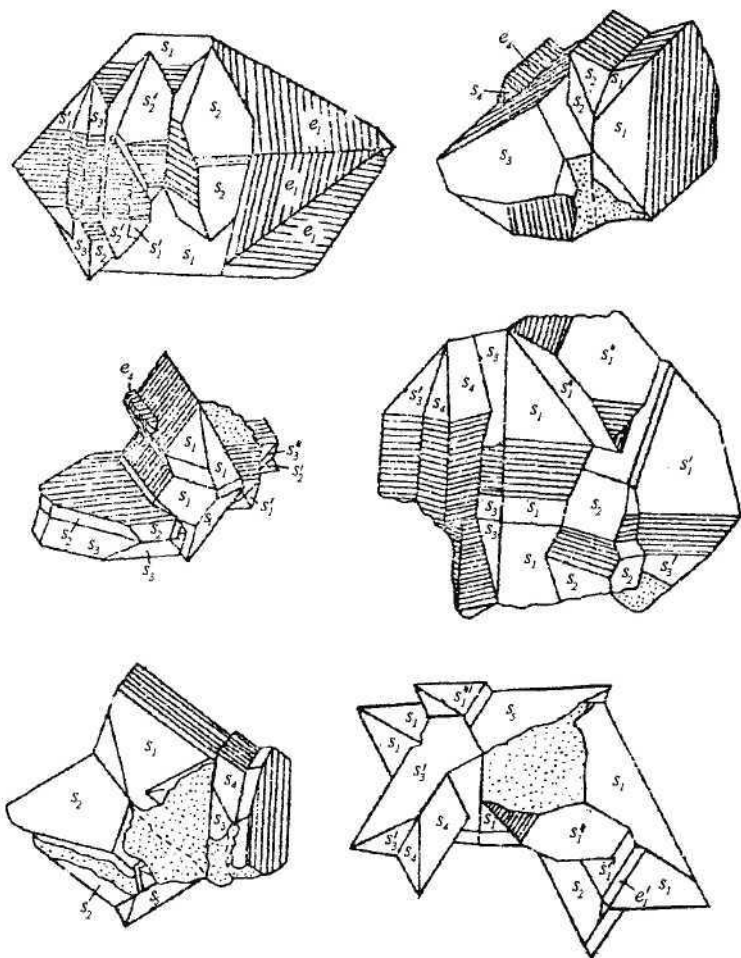


Рис. 38. Кристаллы и сростки ильменорутила из Ильменских гор.
 а — одиночные кристаллы и сложные сростки кристаллов ильменорутила-стрюверита. б — круговые сростки кристаллов ильменорутила. Формы те же, что на рис. 37

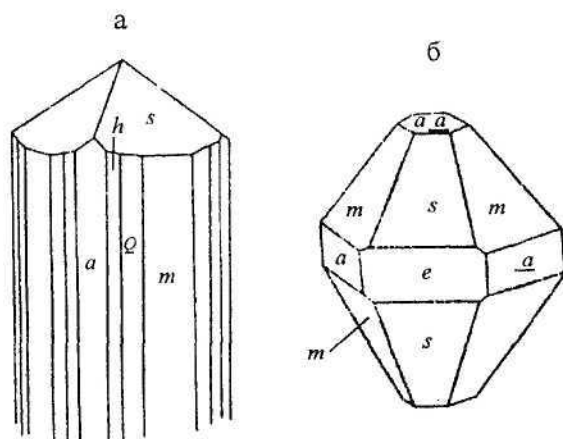


Рис. 39. Кристаллы ильменорутила из сиенит-пегматитов Ильменогорско-Вишневогорского комплекса.

а — кристалл из Мочалина лога, Потанины горы, б — двойник из Скитского лога, Ильменские горы.
Формы: а {100}, с {101}, m {110}, s {111}, h {120}, Q {530}

Таблица 78

**Химический состав ильменорутила (1—3) и стрюверита (4)
из амазонитовых пегматитов Ильменских гор, мас. %**

Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	1.37	0.12	—	3.01
SnO ₂	0.89	0.04	—	—
TiO ₂	66.90	70.95	53.04	47.17
Nb ₂ O ₅	19.64	17.85	21.73	7.15
Ta ₂ O ₅	—	0.37	14.70	24.08
FeO	10.18	9.09	10.56	2.61
Fe ₂ O ₃	—	—	—	12.41
MnO	0.77	0.72	—	0.39
MgO	—	Следы	—	0.46
CaO	Следы	0.02	Следы	0.28
Al ₂ O ₃	—	—	—	1.80
H ₂ O ⁺	—	—	—	0.18
Сумма	100.05	99.16	100.03	99.54

Примечание. 1 — конь 59 (Нерманн, 1868); 2 — конь 50 (Черник, 1921); 3 — Лобачевская конь (Prior, Zamboni, 1908); 4 — там же (Поляков, Красина, 1983).

Химический состав ильменорутитов из щелочных пегматитов
и метасоматитов, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
TiO ₂	87.28	72.06	71.27	80.18	79.91	85.00	86.24	71.25
Nb ₂ O ₅	17.49	15.00	18.47	15.70	15.70	15.96	16.64	17.45
Ta ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
V ₂ O ₅	0.09	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	—	1.86	0.09	Не обн.	Не обн.	5.2	1.64	0.66
MnO	0.05	0.35	0.02	Не обн.	Не обн.	0.98	0.43	0.20
MgO	Не обн.	—	—	Следы	Следы	0.51	0.30	0.04
CaO	—	—	—	Следы	Следы	—	Следы	0.09
FeO	5.02	8.40	0.97	4.17	4.40	3.28	5.56	10.16
Сумма	100.03	97.67	90.82	100.05	100.01	100.93	100.81	99.85
Плотность, г/см ³	4.36	—	—	—	—	—	4.348	4.47

Компонент	9	10	11	12	13	14	15	16
TiO ₂	83.83	68.62	84.78	81.65	73.4	70.02	—	81.84
Nb ₂ O ₅	4.68	14.91	8.30	9.08	13.8	6.38	26.5	13.42
Ta ₂ O ₅	—	0.16	8.30	Не обн.	—	—	4.5	—
Fe ₂ O ₃	8.61	1.56	4.72	7.27	11.00	—	—	—
MnO	0.03	1.09	—	—	Следы	2.72	—	—
MgO	0.94	0.62	—	Не обн.	—	0.30	—	—
CaO	0.16	Не обн.	—	Не обн.	—	0.28	—	—
FeO	—	12.14	—	—	—	20.08	—	5.10
Сумма	100.41	99.76	100.19	99.6498	52	99.78	31.0	100.36
Плотность, г/см ³	4.36	—	4.257	4.337	4.7	4.71	—	—

Примечание. 1, 2 — Ильменские горы, коп. 158, лаб. "Уралгеоми", (кроме того, в анализе 1 Cr_2O_3 — 0.10); 3 — там же, аналитик В. Н. Кетов; 4, 5 — Ильменские горы, гора Лохматая, аналитик Е. И. Захаров; 6 — Ильменские горы, гора Фирсова, аналитик К. А. Гонимесова; 8 — там же, аналитик В. Н. Кетов; 9 — Вишневые горы, жила 37, аналитик Арест-Якубович (кроме того, в анализе SiO_2 0.48, V_2O_5 0.14, Al_2O_3 1.22, H_2O^+ 0.32); 10 — там же, аналитик В. А. Опшан (кроме того, в анализе SiO_2 0.66, Al_2O_3 1.12); 11 — Вишневые горы, зональный оюид, центральная часть, п.п.л. = 0.123, аналитик Т. Л. Капитонова (кроме того, в анализе SiO_2 1.01, Al_2O_3 1.12, H_2O^+ 0.03, п.п.л. 0.23); 12 — там же, периферическая часть, аналитик И. Разина (кроме того, в анализе SiO_2 0.66, H_2O^+ 0.07, H_2O 0.14); 13 — Потанины горы, Мочалин дог, аналитик Л. А. Воронова (кроме того, в анализе V_2O_5 0.32); 14 — Занайно-Уральское поле, альбитовый прожилок, аналитик М. Е. Казакова; 15 — там же, окварцованные гематит-полевошпатовые метасоматиты, аналитик В. В. Лидер; 16 — Ильменские горы, коп. 158, микроанализатор "Самебах", аналитик В. А. Сенин. Анализы: 1—8 — (Симонов, 1949); 9, 10 — (Бонштедт-Куллетская, 1951); 11, 12 — (Еськова и др., 1964); 13 — (Свяжин, 1961); 14, 15 — (Еськова, 1976); 16 — (Хисина и др., 1989).

Содержание Nb_2O_5 , Ta_2O_5 и TiO_2 в ильменорутилах
и стрюверитах из амазонитовых пегматитов Ильменских гор, мас. %

Компо- нент	№ копи							Лоба- чевские копи
	57	59	60	74	85	87	234	
Nb_2O_5	20.0	17.0	3.6	8.8	8.5	6.3	6.8	8.8
Ta_2O_5	19.3	17.6	15.8	35.5	28.0	15.8	36.0	30.0
TiO_2	25	25	25	32	25	25	30	52.0
$a_0, \text{\AA}$	—	4.63	—	—	4.62	—	—	4.65
c_0	—	2.99	—	—	2.97	—	—	3.01

В гранитных амазонитовых пегматитах Ильменских гор ильменорутил-стрюверит встречается исключительно в виде кристаллов и ориентированных сростков в занорышах, в ассоциации с топазом, фенакитом, амазонитом и другими минералами (копи 50, 59, 60, 74, 82—88, 234). Иногда он находится во внешних зонах жил амазонитовых пегматитов, ассоциируя с амазонитом, кварцем, гранатом, альбитом (копь 57). В этом случае он менее богат танталом, нежели минералы внутренних зон (иксиолит) (см. табл. 79). Ильменорутил часто образует сингенетичные включения в топазе и, вместе с тем, образует агрегаты включений, напоминающие реликты кристаллов ильменорутила (Поляков, 1980а). В виде волосовидных включений он обнаружен в мурзинских топазах. Недавно ильменорутил найден и в другом, безамазонитовом типе гранитных пегматитов Ильменских гор.

Наиболее характерной формой выделений ильменорутила из сиенит-пегматитов ильменогорско-вишневогорского комплекса являются центральные части овоидов, сложенных ильменорутилом, ильменитом, пироксеном, титанитом, апатитом и другими минералами (рис. 40). Ильменорутил здесь представлен монокристаллами или двойниками. В таком виде он широко развит в пироксен-полевошпатовых пегматитах (копь 158), полевошпатовых (копь 154—155) и нефелин-полевошпатовых пегматитах с кальцитом (копь 190). В подобной же обстановке ильменорутил встречается в Вишневых горах (жила 37, зона 140, гора Пургина и др.) (Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова, 1976; Еськова и др., 1964). Ильменорутил таких овоидов практически всегда содержит ориентированные вросстки ильменита (Симонов, 1949). Пластинчатые выделения ильменита ориентированы плоскостями

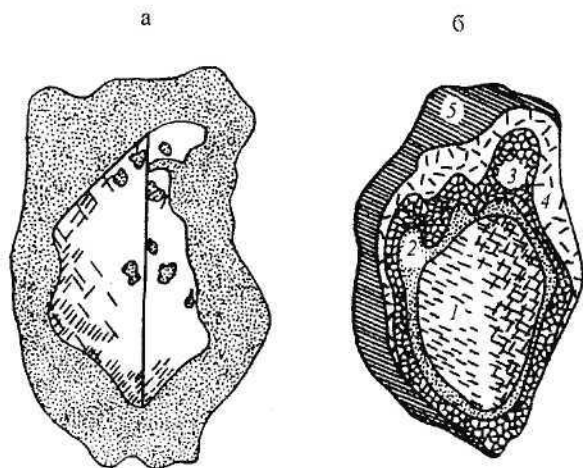


Рис. 40. Зональные овоиды с ильменорутиловым ядром.
а — двойник ильменорутита с включениями ильменита. б — полиминеральный овоид: 1 — ильменорутит, 2 — ильменит, 3 — титанит, 4 — анатит, 5 — биотит

(0001) параллельно плоскостям (100) и (010) ильменорутита. В срастаниях совпадают направления [001] ильменорутита с направлением $[12\bar{3}0]$ ильменита. По этим направлениям межплоскостное расстояние ильменита соответствует утроенному межплоскостному расстоянию ильменорутита. Ориентировка ильменитовых выделений и особенности их распределения дают основания считать их продуктами распада ильменорутита. Образование остальных минералов в составе овоидов пока не имеет удовлетворительного объяснения. Ильменорутит Мочалина лога (Свяжин, 1961), хотя и встречается в жиле полевошпатowego пегматита в хороших кристаллах, имеет такой же состав, что и остальные ильменорутиты щелочных образований ильменогорско-вишневогорского комплекса.

В щелочных редкометалльных метасоматитах Западно—Уральского поля ильменорутит встречается в большинстве типов микроклиновых, альбитовых, окварцованных гематит—полевошпатовых метасоматитов и альбитовых прожилках выполнения (Еськова, 1976). Здесь он образует две генерации. Ильменорутит-1 характерен для всех названных образований, где формирует тонкую вкрапленность с размером зерен от 0.05—0.1 до 3—5 мм в альбитовых прожилках. Форма зерен изометричная,

Таблица 81

Расчет рентгенограммы стрюверита (Лобачевские копи)

l	d, Å	hkl
10	3.27	110
8	2.528	101
4	2.330	200
3	2.220	111
1	2.085	210
9	1.710	211
7	1.644	220
1	1.505	002
2	1.468	310
4	1.377	301
5	1.185	321
4	1.110	222
5	1.096	330

Примечание. Условия съемки: Дифрактометр ДРОН-2.0, CuK_α -излучение, Ni-фильтр. Аналитик В. Ф. Жданов. (Материал ан. 4, табл. 78).

Таблица 82

Расчет рентгенограммы ильменорутила

l	d, Å	hkl
100	3.25	110
10	3.02	001
20	2.50	101
5	2.35	200
5	2.20	111
5	2.07	210
13	1.690	211
17	1.628	220
10	1.508	002
10	1.385	301
10	1.347	112

Примечание. Параметры кристаллической решетки, Å: $a_0 = 4.59(2)$, $c_0 = 2.98(1)$ (материал ан. 16, табл. 79).

реже шестоватая или пластинчатая. Цвет черный, в тонких осколках просвечивает оливково-зеленым. Ильменорутил-2 формирует тонкие сростания с гематитом, колумбитом, рутилом и ильменитом в окварцованных гематит-полевошпатовых метасоматитах. От ильменорутила-1 отличается более высоким содержанием ниобия и тантала (см. табл. 79, ан. 15).

Рентгенограммы стрюверитов и ильменорутилов (табл. 81, 82) достаточно сходны и близки к эталонным рентгенограммам этих минералов.

Ильменорутил установлен Д. Н. Литовко в протолочках из кварц-мусковитовых грейзенов с эпидотом и бериллом на Малопаatokском проявлении (Приполярный Урал). Образует изометричные мелкие (до 0.12 мм) выделения, окруженные уранипирохлором. Состав по данным микрозондового анализа, мас. %: FeO 7.56; MnO 0.05; CaO 0.03; Nb₂O₅ 46.64; Ta₂O₅ 1.51; WO₃ 0.15; SnO₂ 1.21; TiO₂ 70.71; кристаллохимическая формула (Ti_{0.75}Nb_{0.15}Fe_{0.09}Sn_{0.01})O₂.

VI. 2. Тапиолит — FeTa₂O₆, тетр. с. (Tapiolite)

Тапиолит на Урале установлен в гранитных пегматитах Ильменских гор и Светлинского поля.

Акцессорный тапиолит обнаружен в Ильменских горах в 1978 г. при расчистке жилы гранитного пегматита копи 232 (Попова, Леванов, 1980). Несколько образцов его в виде черных дипирамидальных кристаллов до 3 см в длину встречены в крупнографической кварц-микроклиновой зоне пегматитового тела в ассоциации с гранатом, мусковитом и другими минералами. Диагностика минерала проведена по рентгенограмме В. Ф. Ждановым (табл. 83). Количественный спектральный анализ, произведенный А. С. Красиной в спектральной лаборатории Ильменского заповедника, подтвердил рентгеновскую диагностику и показал, мас. %: Ta₂O₅ 80, Nb₂O₅ 5.0, TiO₂ 0.4, UO₂ 0.5; FeO 3.0. В статье В. И. Поповой и А. А. Леванова (1980) содержания Nb₂O₅ и Ta₂O₅ ошибочно поменяли местами. Химическим анализом, проведенным Л. Ф. Баженовой в химической лаборатории Ильменского заповедника, установлено, мас. %: Nb₂O₅ + Ta₂O₅ 83, TiO₂ 1.6, FeO 16.87.

В альбитовой зоне одного из мелких пегматитовых шлиров из района Кочкарской гранитной интрузии на Южном Урале об-

Расчет рентгенограмм тапиолитов

1			2			3			1			2			3		
1	d, Å		1	d, Å		1	d, Å	hkl	1	d, Å		1	d, Å		1	d, Å	hkl
—	—	—	—	—	—	2	4.66	100	5	1.500	8	1.498	8	1.506	310		
—	—	—	—	—	—	4	4.25		8ш	1.405	8	1.402	8	1.410	301		
8	3.31	9	3.35	10	3.38	110	3.38	110	—	—	7	1.395	7	1.399	112		
—	—	—	—	—	—	3	2.72		—	—	—	—	3	1.307	202		
9	2.58	9	2.56	10	2.59	101	2.59	101	3	1.291	8	1.288	5	1.289			
4	2.36	4	2.36	5	2.38	200	2.38	200	8	1.213	6	1.209	9	1.213	321		
—	—	—	—	—	—	2	2.278	111	—	—	—	—	4	1.189	400		
—	—	—	—	—	—	1	2.136	210	4	1.133	7	1.132	6	1.135	222		
—	—	—	—	—	—	2	2.122		6	1.117	6	1.118	7	1.122	330		
—	—	—	—	—	—	4	2.080		9ш	1.076	10	1.078	5	1.079	411		
10	1.749	10	1.745	10	1.755		1.755		—	—	10	1.074	5	1.075	312		
5	1.676	5	1.673	8	1.684	220	1.684	220	8	1.062	7	1.061	4	1.063	420		
—	—	—	—	—	—	2	1.585		6	1.002	8	1.001	4	1.002	103		
—	—	—	—	—	—	5	1.539	002	—	—	8	0.999	—	—			

Примечание. 1, 2 — соответственно черный и бурый тапиолит из Снегдинских пегматитов (Таланцев, 1986); 3 — Ильменские горы, конь 232 (материалы В. О. Полякова). Параметры кристаллической решетки, Å: $a_0 = 4.77$; $c_0 = 9.24$. Дифрактометр ДРОН-2.0, аналитик В. Ф. Жданов.

наружены единичные кристаллы акцессорного тапиолита (Таланцев, 1986). Содержащий их шпир пегматита, имеющий размеры около 1.5×2.5 м и мощность в раздуже 0.45 м, располагался в висячем эндоконтакте гранит-пегматитового тела. Под кварцевым ядром и мелкой (около 2 дм³), друзовой полостью с кристаллами дымчатого кварца располагалась кварц-слюда-альбитовая подгнездовая зона; в ее части, непосредственно примыкающей к полости, и выявлены промывкой единичные кристаллы тапиолита до 5 мм по длинной оси и до 1.5 мм в сечении. Очень характерный внешний облик — призма с ромбическим сечением и округлой головкой — отличает его от минералов группы колумбит-танталита. Все кристаллы представляют собой обычные для этого минерала двойники с четко видимым на их изломе швом {013}; полисинтетического двойникования не выявлено. Грани представлены формами (в установке по Норденшильду) псевдопризмы {133}, псевдоголовки {010}, {110}, {230} и {011}. Вторым типичным признаком является их повсеместное замещение с поверхности тонкой пленкой кремового шестоватого

агрегата микролита, “шестики” которого ориентированы по нормали к замещаемой грани.

У наиболее крупных кристаллов тапиолита хорошо выражена зональность строения: внутренняя их зона сложена черной непрозрачной разновидностью, внешняя — прозрачной темно-коричневой, по которой и развиваются микролитовые корочки. По данным спектрального анализа, основные компоненты минерала Fe и Ta; в несущественных количествах, до 1 мас. % и менее, обнаружены Nb, Mn, Ti и Ca, причем, Ti и Nb в черной разновидности заметно больше, чем в темно-коричневой. Присутствие Ca, наоборот, зафиксировано в небольших количествах только в периферической темно-коричневой зоне, но в данном случае его появление может быть сопряжено с попаданием в пробу частички микролитовой поверхностной пленки. Плотность минерала 7.52 ± 0.02 г/см³. Основные линии рентгенограмм черной (лаборатория ВИМС, аналитик Г. А. Сидоренко) и темно-коричневой (ЦКЛ УТГУ, аналитик А. Н. Айзикович) разновидностей указаны в табл. 83.

Образование тапиолита в данном пегматитовом шлере вместо танталита или микролита — характерных акцессорных минералов подгнейзовых зон других пегматитовых шлиров и жил в изученном гранит-пегматитовом теле — несомненно вызвано резким избытком железа в пегматитообразующем расплаве-расстворе, возникающем в связи с контаминацией, а также с удалением Mn на ранней стадии пегматитообразования в спессартин.

VI. 3. Группа колумбита-танталита, ромб. с.

Ферроколумбит (Fe, Mn)(Nb, Ta)₂O₆, (Ferrocolumbite)

Манганоколумбит (Mn, Fe)(Nb, Ta)₂O₆, (Manganocolumbite)

Ферротанталит (Fe, Mn)(Ta, Nb)₂O₆, (Ferrotantalite)

Манганотанталит (Mn, Fe)(Ta, Nb)₂O₆, (Manganotantalite)

Впервые для уральских минералов название “танталит” появилось в работах И. Н. Менге (1827). Однако часть образцов его “танталита”, найденных в Ильменских горах, оказалась новым минералом — ильменитом (Розе, 1827), а часть, по результатам измерений кристаллов (рис. 41), хотя и была названа также ильменитом, соответствует минералам группы колумбита-танталита (Brooke, 1834). Эта путаница в названиях в начале про-

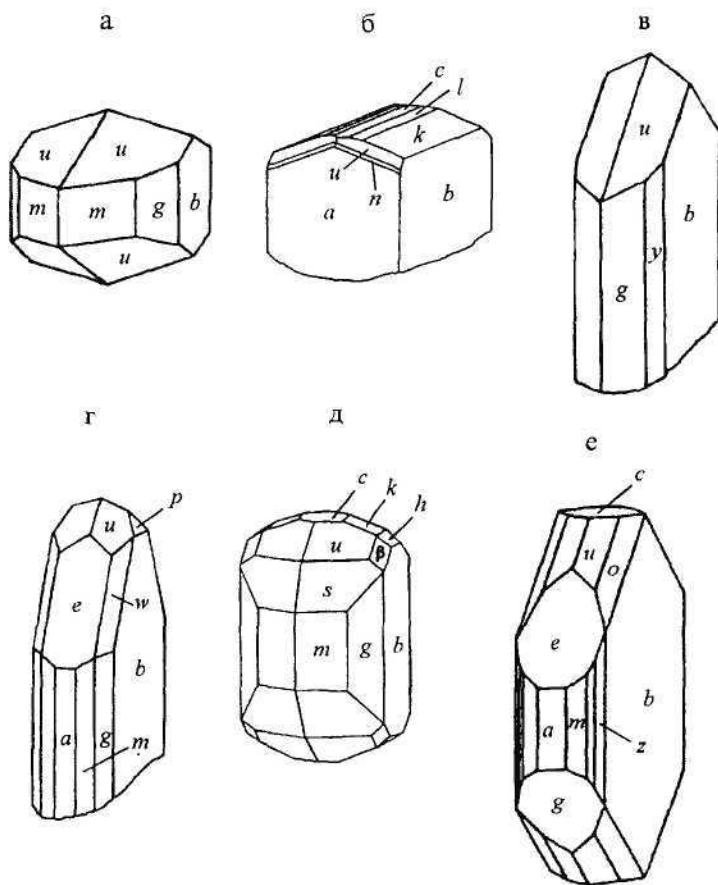


Рис. 41. Кристаллы минералов группы колумбита-танталита из уральских месторождений.

а — «ильменит» из сборов И. Менге в Ильменских горах (Brooke, 1934); б — манган-танталит из Каменно-Александровского прииска в Кочкарских рощах (Arzruni, 1887); в, г — колумбит из амазонитовых негматитов Ильменских гор (Поляков, 1976); д — то же из корундовых сленит-негматитов Ильменского заповедника (Жданов и др., 1978); е — то же из гранитных негматитов с ксенотимовой минерализацией, Ильменский заповедник (Поляков, 1978). Формы: а{100}, б{010}, с{001}, м{110}, г{130}, з{150}, у{160}, и{012}, к{011}, б{021}, е{201}, u{111}, o{031}, s{221}, n{211}, (121), p{051}, w{251}

шлого века повлекла за собой ошибки в последующих описаниях. Так, в статье П. Н. Барбот-де-Марни (1828) "О новом месторождении циркона, танталита и корунда" речь идет, несомненно, об ильмените. В то же время сам И. Н. Менге (1830) в следующей редакции своего описания полностью исключил название "танталит", везде заменив его названием "ильменит", что оказалось правильным далеко не во всех случаях. Некоторое время ильменские минералы группы колумбита-танталита называли менгитом (Розе, 1839). Впервые название "колумбит" по отношению к ильменским минералам было упомянуто Генрихом Розе в 1847 г. Здесь же приведен первый химический анализ минерала, выполненный Р. Германом. Идентичность ильменских менгита и колумбита показал М. П. Мельников (1882).

Манганотанталит на Урале был установлен А. Е. Арцруни (Arzruni, 1887) в образцах из Кочкарских россыпей (Каменно-Александровский прииск Бакакина) (рис. 39). Систематическое изучение минералов группы колумбита-танталита в различных районах Урала проводилось лишь в последние годы К. А. Власовым и Е. И. Кутуковой (1960), Ф. Р. Апельциным и др. (1967), А. С. Таланцевым (1969), Н. А. Григорьевым и др. (1972), С. И. Мормилем и др. (1986), В. О. Поляковым и др. (1988а).

Колумбит как акцессорный минерал часто упоминается при описаниях различных гранитоидов Урала, но результатов изучения, за редким исключением, не приводится. Таким исключением является работа по исследованию неоднородности зерен колумбита-танталита из гранитов и пегматитов Адуйского массива (Чашухина и др., 1974). В изученных обломках кристаллов обнаружены весьма неоднородное строение и состав. Наиболее просты по строению кристаллы колумбита из аплитов. Колумбиты из пегматоидных гранитов и пегматитов более сложные.

В различных гранитных и негранитных пегматитах Урала систематически изучались минералы группы колумбита-танталита. Выявлены определенные тенденции изменения их состава в пределах жил и жильных полей.

В пегматитах Изумрудных копей изучены минералы группы колумбита-танталита из среднезернистых пегматитов чистой линии и из полнодифференцированных гранитных пегматитов (Власов, Кутукова, 1960). В полнодифференцированных и блоковых пегматитах колумбит представлен кристаллами размером до 3,5 x 5 x 6,0 см и по составу является манганотанталоколумбитом (табл. 84). В пегматитах среднезернистой структуры кри-

Таблица 84

**Химический состав колумбитов-танталитов из пегматитов
Изумрудных копей (Власов, Кутукова, 1960), мас. %**

Компонент	1	2
Nb ₂ O ₅	43.69	33.00
Ta ₂ O ₅	37.47	49.00
SiO ₂	—	0.05
TiO ₂	0.29	0.36
Al ₂ O ₃	—	0.35
FeO	10.42	2.92
BeO	—	0.005
MnO	7.61	14.50
MgO	—	0.06
CaO	—	0.08
TR ₂ O ₃	—	0.04
Сумма	99.48	100.36

Примечание. 1 — ферроколумбит из среднезернистых пегматитов чистой линии, аналитик Т. А. Бурова; 2 — манганотанталоколумбит из пегматитов полнодифференцированного типа, аналитик М. В. Кухарчик.

сталлы колумбита имеют размеры до 0,6 x 0,8 x 1,5 см и по составу являются ферроманганоколумбитами (см. табл. 83). Колумбит Изумрудных копей обычно ассоциирует с микроклином, гранатом, кварцем, молибденитом и флюоритом.

Наиболее полно систематическое изучение минералов группы колумбита-танталита в одном из гранитно-пегматитовых полей Южного Урала проведено А. С. Таланцевым (1969). Минералы этой группы здесь встречаются практически во всех зонах пегматитовых тел. В аплитовых зонах кристаллы колумбита имеют вид мелких плоских игл с матовой поверхностью, ограниченных пинакоидами. По составу этот колумбит представляет собой титановый ферроколумбит (табл. 85, ан. 1). В графических зонах колумбит находится в форме мелких, прекрасно ограненных кристаллов с блестящими гранями. По составу он также является ферроколумбитом, но со значительно меньшим содержанием титана и с более высокими — тантала и марганца (см. табл. 84, ан. 2). В периферических зонах кварцевых ядер интенсивно альбитизированной части блокового микроклина кристаллы минералов группы колумбита-танталита имеют короткопризматический габитус с близким к изометричному поперечным сечением и достигают в длину 1,4 см. Хорошие гладкие гра-

Таблица 85

Химический состав минералов группы колумбита—танталита из пегматитов Южного Урала (Таланцев, 1969), мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7
Ta ₂ O ₅	6.51	7.16	36.65	30.33	74.00	73.38	79.81
Nb ₂ O ₅	64.22	67.27	41.55	46.67	6.80	9.52	8.49
TiO ₂	7.15	3.24	0.17	1.50	0.20	0.03	0.20
FeO	19.54	16.16	8.84	9.26	0.33	2.05	2.28
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	0.42	—	—
SiO ₂	—	—	—	—	0.18	—	—
SnO ₂	—	—	—	—	0.15	—	—
MnO	2.03	5.67	8.88	8.90	15.34	12.69	12.40
Сумма	99.45	99.50	96.09	96.66	97.42	97.67	100.18
Плотность, г/см ³	5.02—5.17	5.34—5.39	5.63—6.02	5.88	—	6.92	6.92

Примечание. 1 — титановый ферроколумбит из аплитовой зоны пегматитового тела; 2 — ферроколумбит из графической зоны пегматитового тела; 3 — железо-марганцевый танталоколумбит из альбитизированной части зоны блокового микроклина вблизи кварцевого ядра; 4 — марганцево-железистый танталоколумбит из альбитового окаймления кварцевого ядра; 5 — манганотанталит из полостей; 6 — внутренняя зона зонального кристалла танталита; 7 — объединенная проба промежуточной зоны и "рубашки" зонального кристалла из полости с гидрослюдами. Аналитик И. Б. Петропавловская.

ни лишь на головках кристаллов. По составу это тоже танталоколумбит с одинаковым содержанием железа и марганца (см. табл. 84, ан. 3).. В чисто альбитовом окаймлении кварцевого ядра и в мусковит-альбитовых каймах колумбит-танталит представлен таблитчатыми кристаллами, длиной до 6 мм и часто имеет индукционные поверхности с мусковитом и альбитом. По составу этот колумбит-танталит мало отличается от описанного (см. табл. 85, ан. 4). В зонах позднего замещения под друзовыми полостями также присутствуют минералы группы колумбита-танталита. В нижней стенке одной из полостей, в массе гидрослюда, в ассоциации с ростеритом встречены кристаллы танталита. В одном из кристаллов размером 0.7 x 1.1 x 1.4 см наблюдались три зоны: а — внутренняя непрозрачная, с коричневой побелалостью и раковистым изломом; б — промежуточная просвечивающая, с хорошо выраженной спайностью; в — внешняя тонкая (0.5 мм) черная "рубашка" кристалла с сильным металлическим блеском и синей побелалостью. Химический состав внутренней зоны кристалла и объединенной пробы промежуточной

зоны и "рубашки" приведены в табл. 86 (ан. 6 и 7 соответственно). Оба анализа соответствуют манганотанталиту. Однако неполный анализ промежуточной зоны и "рубашки" в отдельности показывает, что первая сложена танталитом (79 мас. % Ta_2O_5 , 3 — Nb_2O_5), а "рубашка" — танталоколумбитом (соответственно 47 и 36). В нескольких полостях встречены оранжево-красные, иногда совершенно прозрачные кристаллы манганотанталита (см. табл. 86, ан. 5). Таким образом, установлено, что во внешних зонах пегматитовых тел, т. е. в начале кристаллизации пегматитов, формируются ферроколумбит и титановый ферроколумбит, который сменяется танталоколумбитом с одинаковым содержанием железа и марганца, а во внутренних зонах и зонах замещения, т. е. к концу процесса, кристаллизуется манганотанталит. Образование танталоколумбитовой "рубашки" на некоторых кристаллах, возможно, связано с еще более поздними процессами.

Минералы группы колумбита-танталита известны и во многих других пегматитах Урала. Так, в качестве акцессорного минерала колумбит отмечается в пегматитах Мурзинского района, в гранитных пегматитах Тайгинки, Липовки, Борисовских сопок, с. Анненского (Юшкин и др., 1986). Для тайгинских пегматитов характерна такая же изменчивость состава, как и в пегматитах: во внешних зонах пегматитовых тел присутствует колумбит, а во внутренних — танталоколумбит. В пегматитах Слюдяной горы установлен титанотанталоколумбит (Лутц, Минеев, 1967).

В ильменогорско-вишневогорском комплексе проведено систематическое изучение минералов группы колумбита-танталита из различных пегматитов, фенитов и карбонатитов. При этом выявлены все известные на Урале минеральные виды и разновидности минералов этой группы (Недосекова и др., 1987, 1988; Поляков и др., 1988а).

В прошлом веке колумбит в Ильменских горах считался исключительно минералом амазонитовых пегматитов (Мельников, 1882). К настоящему времени он установлен в различных типах ильменских пегматитов — амазонитовых гранитных, поздних гранитных, древних корундовых сиенит-пегматитах, миаскитовых пегматитах с корундом и т. д. (Макарович, 1982; Жданов и др., 1978; Поляков и др., 1988). В Вишневых горах колумбит в ассоциации с ферсмитом установлен Э. М. Бонштедт-Куплетской и Т. А. Буровой (1946, 1951). Позже здесь обнаружен титаноколумбит (Еськова, 1976), а в последние годы — магнизио-

Таблица 86

Химический состав колумбитов из Ильменских и Вишневых гор, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Nb ₂ O ₅	72.37	71.96	76.57	75.13	70.80	75.10	68.10	75.01	70.70	63.72	74.20
Ta ₂ O ₅	1.86	3.54	0.10	0.70	3.73	0.90	3.40	0.38	1.12	—	—
FeO	5.46	15.00	14.34	13.29	12.70	11.21	—	8.05	17.55	9.65	9.20
Fe ₂ O ₃	2.19	3.44	2.02	1.75	2.40	2.06	15.72	5.98	0.37	8.01	5.39
MnO	12.20	2.16	4.12	5.73	4.96	7.73	5.58	6.30	3.77	5.87	3.28
TiO ₂	3.26	3.40	2.40	2.50	4.60	2.14	5.76	2.56	1.84	3.97	3.96
SiO ₂	0.30	—	—	—	0.44	—	—	—	0.20	1.42	—
MgO	0.41	—	—	—	—	—	0.53	0.51	0.07	—	3.64
TR ₂ O ₃	1.89	—	—	—	—	—	0.64	0.52	—	1.18	—
SnO ₂	—	—	—	—	—	—	0.15	—	0.12	—	—
U ₃ O ₈	—	—	—	—	—	—	0.17	—	—	0.46	—
CaO	—	—	—	—	—	—	0.64	0.14	1.05	4.39	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	2.18	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	—	—	Следы	Следы	0.02	—	—
Na ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	0.56	0.39	—	—
Сумма	99.94	99.50	99.55	99.10	99.63	99.14	100.69	100.01	99.38	98.67	99.67
А, Е	5.74	5.72	5.72	5.72	5.72	5.74	—	—	—	—	5.70
b ₀	14.37	14.21	14.25	14.26	14.25	14.29	—	—	—	—	14.17
c ₀	5.09	5.08	5.09	5.09	5.09	5.09	—	—	—	—	5.04

Примечание: 1—9 — Ильменский законский; 1 — из гранитного амалонитового пегматита, кон. 71; 2 — из гранитного безамалонитового пегматита с ксенолитовой минерализацией, кон. 227; 3 — из корундового сцистит-пегматита, кон. 298; 4 — то же, кон. 299; 5 — то же, кон. 329; 6 — то же, кон. 365; 7 — то же, кон. 362—1, (кроме того, в анализе H₂O 0.17); 8 — то же, кон. 351; 9 — из сцистит-пегматита, кон. 326; 10 — то же, жила 37 а. Вишневые горы; 11 — карбонатиты Буздринского гнейсового массива.
 Ал. 1—6 — (Позвков и др., 1988а); 7, 8 — (Макаровичи, 1982); 9 — (Жабин и др., 1981); 10 — (Бонингедт-Кузнецкая, 1951); 11 — (Нелюсская и др., 1987). Анализы: 1—6, 11 — Л. Ф. Баженова; 7, 8 — К. А. Гонимессона; 9 — Г. П. Прохорова; 10 — Т. А. Бурова.

колумбит (Недосекова и др., 1987). Собственно танталит с преобладанием тантала над ниобием найден в Ильменских горах сравнительно недавно и только в жилках топазоносных гранитных пегматитов (Поляков, Поспелова, 1988). Установлены также широкие вариации в содержании железа и марганца в ильменских колумбитах-танталитах (Поляков и др., 1988а). В некоторых гранитах Ильменских гор колумбит обычный акцессорный минерал, однако он совершенно не изучался и генезис его неизвестен.

Колумбит в ильменских пегматитах является практически сквозным минералом. Известен в древних гранитных пегматитах в виде как самостоятельных кристаллов, так и псевдоморфоз по бетафиту. Состав этого колумбита изучался лишь лазерным спектральным микроанализом, показавшим, что минерал представляет собой ферроколумбит.

В более молодых гранитных пегматитах (редкометалльных амазонитовых и безамазонитовых) минералы группы колумбита-танталита распространены широко и сильно различаются по содержанию как ниобия и тантала, так и железа и марганца (см. табл. 86, 87). Например, в центральных частях жил редкометалльных амазонитовых и безамазонитовых пегматитов с топазово-берилловой минерализацией состав минералов приближается к танталитовому с переменным содержанием железа и марганца, в то время как колумбиты из внешних зон амазонитовых пегматитов без топазово-берилловой минерализации и из безамазонитовых пегматитов с ксенотимовой минерализацией являются почти чистыми колумбитами. При этом из амазонитовых пегматитов они более марганцовистые, вплоть до почти чистых манганоколумбитов. Некоторые из них содержат редкие земли (коп. % от суммы): La 0.2; Ce 0.7; Pr 0.1; Nd 1.5; Sm 0.8; Gr 1.3; Tb+Y+Dy 63.1; Ho 1.5; Er 6.8; Tm 1.4; Yb 20.5; Lu 2.0 (Поляков и др., 1980).

Колумбиты из корундовых сиенит-пегматитов Ильменских гор и сиенит-пегматитов Вишневых гор представляют собой почти чистые ферроколумбиты с небольшим содержанием марганца (Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова, 1976; Жабин и др., 1981; Макарович, 1982). В колумбите из Вишневых гор обнаружено значительное содержание кальция (см. табл. 86).

В карбонатитах Булдымского метакристаллического массива установлены колумбиты магноколумбит-ферроколумбитового ряда (Левин, 1983; Левин и др., 1987; Недосекова и др., 1987,

Таблица 87

Химический состав колумбитов-танталитов Ильменских и Вишневых гор
(микроразовые определения), мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
Ta ₂ O ₅	49.45	46.48	12.92	53.60	28.19	0.96	8.22	0.16
Nb ₂ O ₅	27.66	28.05	55.78	21.24	49.57	74.92	58.85	79.87
FeO	2.10	11.25	7.45	8.72	11.05	2.96	14.93	9.54
MnO	15.72	7.06	13.55	8.63	8.56	19.31	4.42	—
TiO ₂	1.80	1.65	2.72	1.05	0.05	0.46	5.81	1.52
SnO ₂	0.67	0.11	—	3.84	—	—	0.25	—
WO ₃	—	1.96	2.17	1.19	0.58	—	0.97	—
UO ₂	0.45	0.25	0.50	—	—	—	—	—
ZrO ₂	—	—	—	—	—	—	1.16	—
Y ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.31	—
UO ₃	—	—	—	—	—	—	0.13	—
Сумма	97.85	96.81	95.09	98.27	98.00	98.61	95.05	91.09

Примечание. 1—6, 7 — Ильменский заповедник: 1 — из гранитного амазонитового пегматита, коп. 395; 2 — из гранитного безамазонитового пегматита, коп. 232; 3 — то же, коп. 255; 4, 5 — то же, коп. 411, загоры с тономом; 6 — то же, в фенитах нового щелочного карьера на западном склоне Ильменских гор; 7 — то же, в гнейзах, коп. 260, внутренняя часть кристалла скандийсодержащего пеконита; 8 — из карбонатитов в гнейзах Вишневых гор. Аи. 1—7 выполнены на микроанализаторе "Камебак-микро" Л. Н. Поселовой (Поляков, Поселова, 1988), аи. 8 (содержит 0,65 мас. % окиси стронция) — В. Ф. Рыбалко, микроанализатор "Камека" (Левин и др., 1987).

1988). Кристалломорфология, размеры элементарной ячейки и свойства колумбитов-танталитов из различных пегматитов Ильменских гор несколько различаются и в определенной степени коррелируются с составом. Так, колумбиты из амазонитовых пегматитов Ильменских гор обычно копьевидны, близки к призматическим (Поляков, 1976). Колумбиты из корундовых сиенит-пегматитов близки к изометричным и образуют ориентированные сростания с самарскитом (Жданов и др., 1978), подобные установленным ранее в гранитном пегматите Блюмовской копи (Григорьев, 1945). Имеются и ориентированные сростки колумбита с фергусонитом (Поляков, Нишанбаев, 1990). В то же время мелкие колумбиты игольчатые. В гранитных пегматитах с ксенотимовой минерализацией кристаллы колумбита обычно таблицеобразны, уплощены по (010), образуют ориентированные сростания с ишикаваитом (Поляков, 1978).

Минералы группы колумбита в центральных частях жил редкометалльных пегматитов по составу близки к танталитам, встречаются обычно в виде расщепленных в направлении [001] крис-

Таблица 88

Расчет рентгенограммы манганоколумбита (Ильменский заповедник, копь 71)

1	d, Å	hkl	1	d, Å	hkl
2	7.19	020	7	1.744	0.62
1	5.35	110	8	1.729	261
9	3.678	130	1	1.677	331
2	3.604	040	7	1.543	133
10	2.985	131	3	1.490	262
5	2.880	200	5	1.472	191
3	2.546	002	7	1.459	203, 332
5	2.505	201	1	1.438	400, 0.10.0
3	2.398	060	7	1.381	401, 063
2	2.246	032	2	1.317	192
4	2.217	231	2	1.247	0.10.2
3	2.090	132	2	1.225	390
6	1.905	202	4	1.197	461, 0.12.0
6	1.840	260	2	1.140	—
6	1.776	330	2	1.104	392

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-2.0, $\text{CuK}\alpha$ -излучение; параметры решетки, Å: $a_0 = 5.74$; $b_0 = 14.37$; $c_0 = 5.09$.

таллов, субиндивиды которых уплощены по (010), имеют широкое развитие граней зоны [100] и образуют ориентированные срастания с ильменорутилом, касситеритом, стибиктитом (Поляков, Корнилов, 1978; Поляков, 1983, 1986).

Цвет ферроколумбитов из корундовых сиенит-пегматитов обычно черный, в тонких осколках не просвечивают. Манганоколумбиты из амазонитовых пегматитов просвечивают вишнево-красным цветом, мангантанталиты — желто-коричневым. Спайность колумбитов обычно неясная. Заметная спайность обнаружилась у части манганоколумбитов из амазонитового пегматита жилы в щебеночном карьере, но в нем впоследствии были установлены ориентированные вроски плюмбопирохлора.

Между содержанием марганца в колумбит-танталитах Ильменских гор и параметрами элементарной ячейки установлена хорошая корреляционная зависимость (Поляков, 1986; Поляков и др., 1988). На основе монокристалльной рентгеновской съемки проиндифицирована рентгенограмма ильменского манганоколумбита (табл. 88).

В метасоматически измененных гранитах Полярного Урала и в различных метасоматитах по ним изучен состав колумбитов

Содержание тантала и ниобия в колумбитах из метасоматитов
в полярноуральских гранитах (Апельцин и др., 1967), мас. %

Вместоющие породы	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅
Флюоритизированный кварцевый альбитит	6.56	56.4
Кварцевый альбитит	4.19	63.5
Микроклиновый альбитит	5.02	66.5
Кварцевый альбитит по гранито-гнейсу	4.50	65.1
Кварцево-флюоритовые метасоматиты	4.12	62.8
Флюоритизированный кварцевый альбитит	4.29	65.0
Флюоритизированный микроклиновый альбитит	4.37	63.0
Микроклиновый альбитит	3.90	72.5
Кварцевый альбитит	4.37	70.9
Эгирин-микроклиновые альбититы	4.91	73.0
Эгирин-микроклиновые альбититы	6.35	50.4
Эгирин-микроклиновые альбититы	4.30	62.4

(Апельцин, 1967), мас. %: SiO₂ 1.51; Al₂O₃ 0.20; FeO 10.57; TiO₂ 0.91; ZrO₂ 0.91; Nb₂O₅ 70.07; Ta₂O₅ 3.43; TR₂O₃ 2.91; CaO 1.02; Na₂O 0.29; K₂O 0.07; SnO₂ 0.60; MnO 7.15; H₂O 0.41; сумма 100.05; a₀ = 5,78 Å; b₀ = 14.32 Å; c₀ = 5.06 Å. Все они — собственно колумбиты с содержанием пятиокиси тантала до 6.5 мас. % (табл. 89). Наиболее богат танталом колумбит из флюоритизированных кварцевых альбититов, а ниобием — из микроклиновых альбититов. В эгирин-микроклиновых альбититах установлены высокие содержания ниобия и тантала.

В западно-уральских метасоматитах (Сибирка) ферроколумбит характерен для наиболее поздних, окварцованных гематит-полевошпатовых метасоматитов; реже отмечается в других типах. Он образует тонкозернистый пылевидный агрегат в тесном сростании с гематитом, магнетитом, ильменитом, ильменорутилом, ниобозинитом и рутилом. Отдельные зерна минерала

Таблица 90

**Химический состав колумбитов-танталитов из россыпей
и кор выветривания, мас. %**

Компонент	1	2	3	4	5	6
Ta ₂ O ₅	79.81	31.77	46.78	35.57	32.00	28.10
Nb ₂ O ₅	4.47	48.41	33.01	41.95	47.70	50.90
SnO ₂	0.67	—	0.14	—	0.14	—
WO ₃	—	0.01	—	—	—	—
SiO ₂	—	0.02	0.42	0.22	0.65	0.30
TiO ₂	—	1.13	0.70	0.59	0.40	0.52
Al ₂ O ₃	—	0.60	0.27	0.52	0.50	0.22
Fe ₂ O ₃	—	1.03	5.66	5.14	5.88	2.09
FeO	1.17	7.00	4.66	7.80	5.53	10.43
MnO	13.88	10.50	8.02	7.46	7.60	7.46
CaO	0.17	—	—	—	—	—
П.п.п.	0.16	0.02	0.05	—	0.05	—
Сумма	100.33	100.49	99.71	99.25	100.27	100.02

Примечание: 1 — манганотанталит из Кочкарской россыпи, плотность 7.30 г/см³, аналитик Бломстранд (Arzruni, 1887); 2 — манганоколумбит из россыпей Кочкарского района (Львов, 1965); 3 — 6 — ферротанталоколумбиты из коры выветривания гранитных пегматитов (Григорьев и др., 1972).

имеют тонкотаблитчатый габитус. Размер их не превышает 0.05 мм. Микросондом определен состав колумбита, мас. %: Nb₂O₅ 69.0; Ta₂O₅ 1.35; TiO₂ 2.8; FeO 20.5 (Еськова, 1976).

Минералы группы колумбита-танталита устойчивы к разрушению. В связи с этим они часто встречаются в россыпях и корях выветривания (Бонштедт-Куплетская, Бурова, 1946; Апельцин и др., 1967; Григорьев и др., 1972). Так, в конце прошлого века в Сахарской россыпи был найден практически чистый манганотанталит (табл. 90). (Arzruni, 1887). Из шлихов Кочкарских россыпей анализ манганотанталоколумбита приведен А. Н. Игумновым, а также Б. К. Львовым (1965). В корях выветривания гранитных пегматитов встречены большие количества танталоколумбита и ниоботанталита (Григорьев и др., 1972).

Титановый колумбит — Fe(Nb,Ta,Ti)O₄. Впервые на Урале минерал с названием “титаноколумбит” был описан Е. М. Еськова и другими (1964) в Вишневых горах. Найден А. Г. Жабиным в отвалах карьера жилы 35 в 1959 г. Содержание двуокиси титана в минерале составляет почти 13 мас. %. Позже колумбит-танталит с более высоким содержанием титана установлен

Таблица 91

Химический состав титановых колумбитов, мас. %

Компоненты	1	2
SiO ₂	0.77	1.09
TiO ₂	12.82	13.00
Al ₂ O ₃	0.91	0.59
FeO	17.47	19.84
MnO	2.05	0.56
CaO	1.15	0.25
MgO	1.41	0.29
TR ₂ O ₃	1.74	2.86
Nb ₂ O ₅	59.39	39.73
Ta ₂ O ₅	2.50	21.67
ZrO ₂	—	0.24
U ₃ O ₈	—	0.21
H ₂ O ⁺	—	0.08
Сумма	100.21	100.41

Примечание. 1 — титановый колумбит из кварцевых прожилков в фенитизированных гнейсах Випиевых гор, анализик А. В. Быкова (Еськова и др., 1964); 2 — титантанталоколумбит из гранитных пегматитов горы Слюдяной, анализик Л. Е. Новороссова (Лутц, Минеев, 1967). Содержание в 0.07; PЗЭ в анализах 1 и 2 соответственно, проценты от суммы: La 11.5 и 0.3; Ce 19 и 0.07; Pr 0.7 и 0.3; Nd 2.6 и 1.7; Sm 0.1 и 2.8; Gd 0.1 и 4.1. Кроме того, в анализе 2: Tb 1.3; Dy 7.4; Ho 2.8; Er 7.1; Tm 1.3; Yb 8.5; Lu 0.5; Y 61.1.

в гранитных пегматитах Слюдорудника (табл. 91) (Лутц, Минеев, 1967). Вместе с тем, и некоторые ранее известные колумбиты из Ильменских гор (Макарошкин, 1982) и из пегматитов Светлинского поля (Таланцев, 1986) содержат повышенные количества титана и могут быть названы титановыми (см.: Колумбит-танталит). Таким образом, в настоящее время на Урале титановый колумбит установлен в гранитных, щелочных пегматитах и в кварцевых прожилках, секущих фенитизированные гнейсы.

Самый богатый титаном колумбит-танталит (см. табл. 90) найден в гранитных альбитизированных пегматитах горы Слюдяной, где является одним из поздних акцессорных минералов и ассоциирует с пироксеном, ферсмитом и более ранним фергусонитом. Встречается в виде зернистых агрегатов и пластинчатых образований неясной формы, так как поверхность кристаллов обычно изъедена поздней слюдой. Его мономинеральные выделения серебристо-черного цвета достигают 5 см в поперечнике. Слабо электромагнитен. Спайность заметная, плотность

5.1 г/см³. В гранитных пегматитах Светлинского поля наиболее богатый титаном (7.15 мас. % TiO₂) колумбит приурочен к внешним зонам пегматитовых тел.

Довольно богатый титаном (5.76 мас. % TiO₂) колумбит описан Б. А. Макаровичем (1982) в корундовых сиенит-пегматитах Ильменских гор (коп. 362—1).

Титановый колумбит из кварцевых прожилков в фенитизированных гнейсах Вишневых гор находится в тесной ассоциации с алюмоэшинитом, образует зернистые агрегаты размером до 2×3 см и рассекается тонкими прожилками алюмоэшинита. Цвет титанового колумбита черный. Излом неровный. Спайность отсутствует. Отражательная способность соответствует колумбитовой.

Оптическая неоднородность заметна, но рентгеновски не подтверждается. Параметры элементарной ячейки, Å: $a_0 = 5.075(6)$; $b_0 = 14.247(8)$; $c_0 = 5.723(5)$.

Фигуративные точки титаносодержащих колумбитов, вынесенные на треугольник составов, показывают, что самостоятельным минеральным видом титановый колумбит считаться не может и что титановые колумбиты, как и собственно колумбиты-танталиты из гранитных пегматитов, обладают большей танталитовой составляющей, чем колумбиты из образований, связанных со щелочными породами. Состав РЗЭ в них более иттриевый.

VI. 4. Магноколумбит — (Mg, Fe, Mn) (Nb,Ta,Ti)₂O₆, ромб. с. (Magnocolumbite)

Колумбиты, содержащие заметные количества магния, обнаружены сравнительно недавно в карбонатитах Булдымского гипербазитового массива Вишневых гор (Недосекова и др., 1987). Там же обнаружен магнезиальный колумбит, весьма близкий по составу к магноколумбиту (Недосекова и др., 1988), а в настоящее время установлен и собственно магноколумбит (табл. 92). Возможно, что найден он там был значительно раньше, но в нем магний не определялся (Левин, 1983; Левин и др., 1987).

Собственно магноколумбит, находящийся на границе с ферроколумбитом, найден в доломитовой жиле с апатитом, магнетитом, монацитом, залегающей в метагипербазитах Булдым-

Таблица 92

Химический состав магноколумбита, мас. %

Компоненты	1	2
Nb ₂ O ₅	73.79	77.74
Ta ₂ O ₅	0.49	—
FeO	11.52	10.34
MnO	1.88	1.56
MgO	6.05	5.90
TiO ₂	2.22	2.04
ZrO ₂	0.34	—
Y ₂ O ₃	0.22	0.38
Sc ₂ O ₃	—	0.03
Сумма	96.51	97.99

Примечание. Микроанализатор "Камебакс-микро", аналитик Л. Н. Поспелова.

ского массива. Микронзондовые анализы его в разных точках приведены в табл. 92. Параметры элементарной ячейки следующие, Å: $a_0 = 5.60$; $b_0 = 14.16$; $c_0 = 5.03$. Цвет минерала темно-серый, блеск полуметаллический, черта вишнево-красная. Магнезиальные колумбиты с меньшим количеством магния (см.: колумбит-танталит) по свойствам не отличаются от ферроколумбитов.

VI. 5. Стибиотанталит — $\text{Sb}(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_4$, ромб. с. (Stibiotantalite)

В 1982 г. при промывке рыхлого материала из занорыша копи 410 Ильменского заповедника, наряду с аксессуарным топазом, фенакитом, микролитом, иксиолитом, монацитом, танталитом, в сростании с последним, встречен стибиотанталит (Поляков, 1986а; Поляков, Поспелова, 1988). Кристаллы и их сростки имеют размеры 0.1—0.3 мм. Количество найденных зерен едва превышает десяток.

Пригодный для измерений кристалл стибиотанталита оказался в ориентированном сростании с танталитом (рис. 42). На кристалле обнаружены формы $g\{101\}$ и $w\{111\}$. Не исключена возможность, что этот кристалл представляет собой двойник по (001). На кристалле танталита, находящемся в сростании, с достоверностью установлены формы $b\{010\}$, $g\{130\}$, $y\{160\}$. Грани

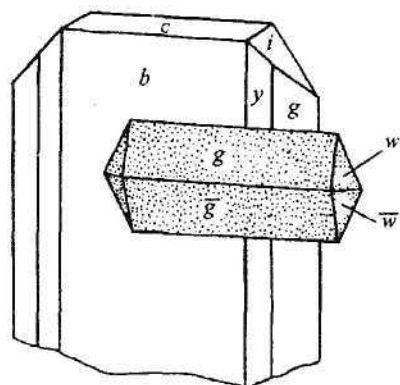


Рис. 42. Кристаллы стибииотанталита в сростании с танталитом из Ильменских гор, копь 410

головки $\{001\}$ и $i\{101\}$ определены с некоторой долей условности (из-за несовершенства кристалла) по наибольшей интенсивности отблесков.

В сростании оси $[001]$ кристаллов обоих минералов совпадают, а оси $[100]$ и $[010]$ проходят во взаимнообратных направлениях. Сопоставление элементарных

ячеек этих минералов в наблюдаемой взаимной ориентировке обнаруживает наибольшее сходство по направлению $[100]$ танталита ($5.73 \text{ \AA}$) и $[010]$ стибииотанталита ($5.55 \text{ \AA}$). Период трансляции $[010]$ танталита ($14.25 \text{ \AA}$) близок к утроенному периоду трансляции $[100]$ стибииотанталита ($14.79 \text{ \AA}$). Параметр c_0 стибииотанталита также близок удвоенному параметру c_0 танталита ($10.16 \text{ \AA}$).

Химический состав ильменского стибииотанталита (табл. 93) сходен с составом стибииотанталитов из других месторождений.

Таблица 93

Химический анализ стибииотанталита, мас. %

Компоненты	1	2	3
PbO	1.66	0.99	1.99
UO ₃	0.14	0.18	0.14
Ta ₂ O ₅	41.33	39.95	39.62
WO ₃	1.63	2.19	3.12
Nb ₂ O ₅	9.29	9.78	9.82
ZrO ₂	0.07	0.09	0.06
V ₂ O ₃	0.92	0.94	0.91
Sb ₂ O ₃	40.73	42.14	41.50
TiO ₂	0.50	0.55	0.34
FeO	0.03	Не обн.	Не обн.
Сумма	96.30	96.81	97.50

Примечание. Анализатор "Камсбаке-микро", программа "CORREX", аналитик Л. Н. Поспелова.

VI. 6. Стибиоколумбит — SbNbO_4 , ромб. с. (Stibiocolumbite)

У А. Е. Ферсмана (1931; 1960, с. 526) есть указание: "В шлихах Липовки открыт стибииколумбит". Однако никаких диагностических признаков не приводится.

VI. 7. Иксиолит — $(\text{Ta}, \text{Nb}, \text{Mn}, \text{Sn}, \text{Fe})_2\text{O}_4$, ромб. с. (Ixiolite)

Иксиолит в Ильменских горах впервые описан и изучен кристаллографически В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом в 1910 г. Это первый оловосодержащий минерал, открытый на Урале. "Нами иксиолит был найден в виде двух кристалликов среди колумбитов, переданных одному из нас в 1891 г. профессором П. В. Еремеевым. Судя по сохранившейся надписи, эта партия была передана Еремееву М. Мельниковым, известным исследователем Ильменских копей, еще в 1882 г. и происходила из его сборов в Ильменских горах" (Вернадский, Ферсман, 1910). После этого иксиолит в Ильменских горах не находили, и все указания в сводках по минералогии Ильмен (Барсанов, 1949; Борисенко и др., 1969) относятся к кристаллам, описанным В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом (рис. 43). Более точное место находки иксиолита оставалось неизвестно.

В 1975 г. при расчистке копи 57 встречено несколько черных кристаллов иксиолита размерами от 0.5 до 12 мм (Попов и др., 1978). В дальнейшем в отвалах этой копи было найдено около 100 кристаллов иксиолита, которые и послужили основным материалом для исследований. Позже несколько кристаллов этого минерала найдено в копиях 69, 71, 112, 235, 410, 411. Диагностика производилась путем гониометрического измерения кристаллов и контролировалась количественным спектральным анализом на тантал и ниобий с полуколичественным определением содержания олова. Имеются также и микрозондовые анализы (Поляков, Поспелова, 1989а).

Главное проявление иксиолита — копь 57 — представлено жилой амазонитового пегматита субмеридионального простирания. Зальбанды жилы сложены графическим пегматитом, состоящим из кварца и альбита или из кварца и бледного голубоватого амазонита, и содержащим акцессорные ильменуртил

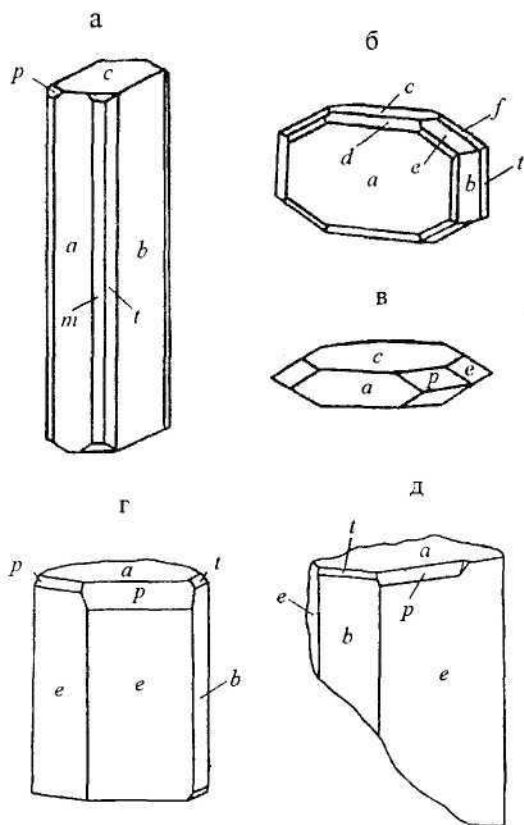


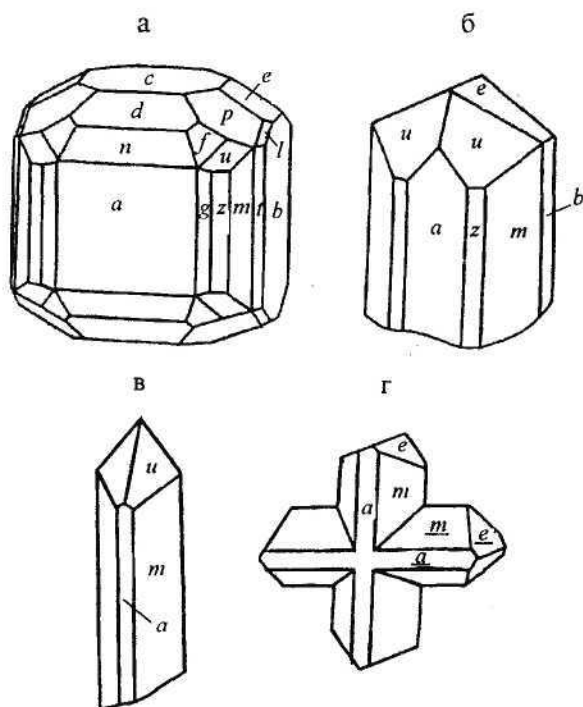
Рис. 43. Кристаллы иксиолита из Ильменских гор. а—в — конь 57 (Понов и др., 1978), г, д — конь 71 (Вернадский, Ферсман, 1910)

и колумбит. Центральная часть жилы, отделяющаяся от внешних частей небольшими зонами милонитизации, сложена кристаллами яркого голубовато-зеленого амазонита и ксеноморфного по отношению к нему кварца. В меньшей степени в этой части жилы развиты альбит, биотит, гранат. Иксиолит в ассоциации с акцессорными касситеритом, малаконом, торитом встречается в образцах из центральной части жилы, обычно в альбите, на контакте его с кварцем или

кварца с амазонитом исключительно в виде кристаллов. В некоторых случаях при соприкосновении иксиолита и амазонита между ними наблюдались индукционные поверхности. Имеется несколько образцов, где иксиолит ксеноморфен по отношению к альбиту и идиоморфен по отношению к кварцу, по-видимому, заполняющему полость в альбите. Иногда сквозь кварц хорошо видны кристаллы иксиолита, покрывающие поверхность кристалла альбита. Таким образом, иксиолит кристаллизовался на поздних стадиях формирования жилы совместно с амазонитом, после альбита, но до кварца. Наличие колумбита во внешних частях жилы, а иксиолита — во внутренних, отражает геохими-

Рис. 44. Кристаллы и двойник иксиолита из Ильменских гор (Поляков, Черепивская, 1981).

а — копь 57; б, в — копь 235; г — двойник по {001}, копь 235. Формы: с{001}, б{010}, а{100}, z{210}, g{310}, m{110}, l{312}, i{101}, t{130}, e{012}, p{112}, l{132}



ческую эволюцию пегматитообразующего расплава-раствора в процессе формирования жилы. В подобной ассоциации иксиолит встречен в жилах копей 69, 71, 112, 394 (Поляков, Черепивская, 1981). В жилах

копей 235, 410, 411 иксиолит обнаружен при промывке рыхлого материала занорышей (Поляков, 1980).

Для гониометрических измерений выбирались наименее деформированные и хорошо образованные кристаллы из разных жил: 7 кристаллов из копи 57, 2 — из копи 235, 1 — из копи 71. Измерения производили на двукружном отражательном гониометре ZRG-3. Из 14 простых форм иксиолита (табл. 94) первые семь наблюдались предыдущими исследователями, остальные семь — новые (рис. 44). Кристаллы изометричны или вытянуты по [001], с квадратным сечением вытянуты по [010], уплощены по (100). Для различных копей характерны свои габитусные типы форм на кристаллах иксиолита. У кристаллов копи 57 хорошо развиты грани пинакоидов с{001}, а{100}, б{010}. На этих же кристаллах находятся все грани, отмеченные выше, но размеры их значительно меньше габитусных (рис. 43, а).

Таблица 94
Сферические координаты граней искюлинта (по 10 кристаллам), а:б:с = 1.208:1:1.086

Грани	Кол-во измерений	Измерения					Вычисления	
		Пределы колебаний		Среднее			φ	ρ
		φ	ρ	φ	ρ	φ		
c 001	8	—	0°00'—0°40'	—	0°20'	—	—	0°00'
b 010	20	0°00'—0°20'	89°20'—90°40'	0°10'	90°10'	0°10'	0°00'	90°00'
a 100	15	90°00'—90°30'	90°00'—90°10'	90°10'	90°05'	90°10'	90°00'	90°00'
t 130	4	15°03'—15°30'	89°36'—90°05'	15°20'	90°01'	15°20'	15°01'	90°00'
m 110	32	39°34'—39°45'	89°38'—90°02'	39°38'	90°00'	39°38'	39°37'	90°00'
e 012	24	1°05'—0°00'	27°50'—28°25'	0°30'	28°10'	0°30'	0°00'	28°30'
p 112	36	39°20'—40°10'	34°25'—35°10'	39°30'	34°50'	39°30'	39°37'	35°11'
d 101	6	89°50'—90°12'	41°34'—41°48'	90°02'	41°40'	90°02'	90°00'	41°57'
h 201	3	89°52'—90°14'	60°14'—60°50'	90°05'	60°35'	90°05'	90°00'	60°55'
g 310	2	68°00'—68°29'	90°00'	68°15'	90°00'	68°15'	68°04'	90°00'
z 210	3	58°40'—58°50'	90°02'—90°03'	58°48'	90°02'	58°48'	58°52'	90°00'
u 211	8	58°56'—59°10'	64°25'—65°00'	59°02'	64°40'	59°02'	58°52'	64°33'
f 312	2	64°04'—68°26'	55°26'—55°30'	68°11'	55°28'	68°11'	68°04'	55°28'
l 132	1	15°23'	59°32'	15°23'	59°32'	15°23'	15°26'	59°24'

В копи 71 найдено всего несколько кристаллов иксиолита. Для них характерно развитие граней $e\{012\}$, $a\{100\}$ и отсутствие граней $c\{001\}$. Из этой же копи происходили кристаллы, изученные В. И. Вернадским и А. Е. Ферсманом (см. рис. 43 г, д). На кристаллах иксиолита из копи 235 наиболее развиты грани $m\{110\}$, $e\{012\}$. Здесь встречен двойник иксиолита по (011) (см. рис. 44 г). По-видимому, облик кристаллов иксиолита определяется особенностями их роста (симметрия питания, форма зародышей), в то время как наличие тех или иных граней на кристаллах обусловлено физико-химическими свойствами среды формирования.

В копиях 235 и 57 наблюдались ориентированные сростания иксиолита с касситеритом. В копи 235 последний находится в виде двойников по (101). В сростаниях с иксиолитом грани $e\{101\}$ касситерита параллельны граням $c\{001\}$ иксиолита, а грани $s\{111\}$ — граням $e\{012\}$. В копи 57, кроме сростаний по этому закону, встречены сростки иксиолита с дипирамидальным касситеритом, где грани $\{111\}$, $\{101\}$ последнего параллельны граням $\{211\}$, $\{201\}$ иксиолита. Так как угол между гранями $\{101\}$ касситерита отличается от угла между гранями $\{201\}$ иксиолита примерно на 8° , то в кристалле иксиолита наблюдаются две системы вростков касситерита. Оба закона сростания обеспечивают параллельность оси $[100]$ касситерита оси $[010]$ иксиолита. По-видимому, в основе закономерной взаимной ориентировки этих двух минералов лежит структурное подобие по направлению $[010]$ иксиолита и $[100]$ касситерита. Взаимная ориентировка иксиолита и касситерита по двум другим осям определяется геометрическим подобием взаимного расположения граней и соответствующих им плоских сеток.

Результаты химического и микрозондового анализов иксиолитов приведены в табл. 95. Изучение кристаллов из копи 57 в полированных шлифах показало оптическую однородность материала и отсутствие видимых двойников. Минерал обнаруживает слабую анизотропию и темно-красные внутренние рефлексы. Во внешних зонах кристаллов изредка встречаются вростки прозрачного касситерита, диагностика подтверждена локальным спектральным анализом.

По данным рентгеновского анализа (табл. 96) иксиолит из копи 57, по-видимому, представляет собой природную параморфозу моноклинного иксиолита ABO_4 по ромбическому $(AB)_2O_4$, и кристаллы его являются двойниками. Раздвоение рефлексов от грани $\{010\}$ позволяет предположить, что двойникование

Таблица 95

Химический состав иксолита Ильменских гор, мас. %

Компоненты	1	2
TiO ₂	5.63	0.73
Fe ₂ O ₃	3.09	—
FeO	4.27	3.63
MnO	7.28	9.81
SnO ₂	10.83	11.93
Nb ₂ O ₅	16.77	2.62
Ta ₂ O ₅	52.51	67.68
Sc ₂ O ₃	—	0.27
Y ₂ O ₃	—	0.11
WO ₃	—	0.56
MgO	—	0.02
Сумма	100.38	97.36

Примечание. 1 — конь 57. Аналитик Г. Е. Черешневская; 2 — конь 410. Аналитик Л. Н. Понслова. микроанализатор "Камсбаке-микро".

Таблица 96

Расчет рентгенограммы ильменского иксолита (конь 57)

I	d _{расч.} , Å	hkl	1	d _{расч.} , Å	hkl
1	4.741	010	4	1.769	310
1	3.815	101	3	1.749	022
8	3.652	110	2	1.731	022
3	3.285	—	4	1.723	221
10	2.986	111	3	1.716	221
9	2.963	111	1	1.703	—
2	2.864	200	2	1.551	113
4	2.563	002	1	1.542	113
5	2.499	201	1	1.492	222
4	2.371	020	1	1.480	222
1	2.263	012	2	1.465	131
1	2.216	211	3	1.457	131
2	2.206	211	1	1.430	400
2	2.105	112	2	1.379	401
1	2.088	112	1	1.314	—
2	1.909	202	1	1.306	—
2	1.826	220			

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-2.0, FeK_α-излучение; параметра решет. кп. Å: а, 5.728; b, 4.742; с, 5.126; β 90°33'.

Расчет рентгенограммы скандийсодержащего иксиолита

l	d, Å	hkl
4	3.622	110
10	2.945	111
3	2.855	200
3	2.535	002
5	2.488	201
2	2.344	020
3	2.228	012
4	2.190	211
3	2.073	112
2	1.896	202
2	1.763	310
5	1.721	022
6	1.706	221
2	1.529	113
3	1.459	203
3	1.445	312
2	1.426	400

Примечание. Условия съемки: дифрактометр ДРОН-2.0. FeK α -излучение; параметры решетки, Å: a $_x$ = 5.710; b $_y$ = 4.688; c $_z$ = 5.072.

происходило по грани {001}; тогда раздвоение рефлекса должно теоретически составлять 1°06', что довольно близко к результатам гониометрических измерений. Кроме того, не исключена возможность прямого формирования моноклинного иксиолита (внешние зоны кристаллов), совместно с которым кристаллизовался касситерит в виде самостоятельной фазы. Химический и микронзондовый анализы иксиолитов удовлетворительно пересчитываются на формулу.

На рентгенограммах ильменского иксиолита имеется неиндицируемое отражение $d = 3.285$ Å. Возможно, что это отражение принадлежит ильменорутил-стрювериту, содержащемуся в иксиолите в виде субоптических микровключений, выделившихся при переходе иксиолита из ромбической сингонии в моноклинную.

Скандийсодержащий иксиолит. Зондовые анализы внешних зон кристаллов колумбита одной из жил гранитного пегматита, залегающего в гипербазитах Няшевского массива в Ильменских горах (копь 260), удовлетворительно пересчитываются на формулу FeNbO $_4$. Рентгенограмма минерала сходна с таковой иксиолита (табл. 97). Параметры элементарной

ячейки, вычисленные из порошкограммы, наименьшие среди всех колумбитов и иксиолитов Ильменских гор. Химический состав минерала следующий, мас. %. Fe_2O_3 26.15; MnO 1.73; TiO_2 4.83; Sc_2O_3 1.10; Nb_2O_5 51.95; ZrO_2 1.09; Y_2O_3 0.28; Ta_2O_5 6.92; WO_3 2.38; MgO 0.49; UO_3 0.34; SnO_2 0.19; сумма 97.45. Эмпирическая формула минерала близка к теоретической: $(\text{Fe}_{0.74}^{3+}\text{Ti}_{0.14}\text{Mn}_{0.05}\text{Sc}_{0.04}\text{Mg}_{0.03})_{1.00}(\text{Nb}_{0.88}\text{Ta}_{0.07}\text{Zr}_{0.02}\text{Y}_{0.01})_{0.98}\text{O}_4$.

VI.8. Пирохлор $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Nb},\text{Ti},\text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH},\text{F})$, куб. с. (Pyrochlore)

Группа пирохлора объединяет кубические минералы с общей формулой $\text{A}_{2-m}\text{B}_2\text{O}_6(\text{O},\text{OH},\text{F})_{1-n}\cdot p\text{H}_2\text{O}$, где по В-атомам (Nb,Ta,Ti) выделяются подгруппы пирохлора, микролита и бетафита, а по А-атомам — минералы с собственными названиями. Разновидности этих минералов определяются прочими преобладающими А-атомами, например, ториевый пирохлор, иттриевый плюмбопирохлор и т. п. Гидратированные разновидности (гидропирохлор, гидробетафит, гидромикролит) КНМ ММА пока не признаны самостоятельными минералами.

На Урале минералы группы пирохлора развиты в Вишневых горах (пирохлор, урановый пирохлор, уранпирохлор, цериопирохлор, гидропирохлор, бетафит, гидробетафит) и в Ильменских горах (пирохлор, уранпирохлор, плюмбопирохлор, урановый пирохлор, ториевый пирохлор, микролит, уранмикролит, бетафит, гидробетафит, титанпирохлор), в щелочных метасоматитах Сибирки (пирохлор, бариопирохлор) и в альбититах Тай-Кей (плюмбопирохлор, иттриевый и урановый плюмбопирохлор, пирохлор). Единичные находки известны на Светлинском месторождении (фтормикролит и гидромикролит), в пегматитах Мурзинки (пирохлор, микролит) и западного берега оз. Увильды (микролит), а также в Борсуксайском массиве.

Пирохлор на Урале впервые найден в Ильменских горах, по-видимому, в 1828 г. рабочими Р. Германа в сиенитовом пегматите копи Барбота-де-Марни (ныне копь № 107) на р. Черемшанке; первые химические исследования ильменского пирохлора выполнены Ф. Велером в 1839 г., первое описание кристаллов дано Густавом Розе в 1839 г. (Барсанов, 1949). К тому же времени относится находка пирохлора (пиррита) в гранитных пегматитах Алабашки (Розе, 1840). В Вишневых горах минералы груп-

пы пирохлора обнаружены А. С. Амеландовым (1929); детальное их изучение начато Э. М. Бонштедт-Куплетской (1951) в 1943 г., и позднее проведено рядом других исследователей (Еськова и др., 1964; Ефимов и др., 1985; и др.). Данные о пирохлоре из Сибирки опубликованы Е. М. Еськовой с соавторами в 1971 г.

В Ильменских горах пирохлор является аксессуарным минералом миаскитов, сиенитовых (полевошпатовых) и миаскитовых (нефелин-полевошпатовых) пегматитов, отмечен также в поздних гранитных пегматитах, в том числе амазонитовых. Практически все известные находки пирохлора расположены в зоне эндо- и экзоконтакта миаскитового массива (см. схему Попова, Баженова, 1986). Наиболее богаты пирохлором копи на р. Черемшанке, где его количество иногда достигает 1 % объема жил.

Морфология кристаллов пирохлора из Ильменских гор изучалась Г. Розе (1839), Н. И. Кокшаровым (1851—1855), И. И. Шафрановским (1938), Г. П. Барсановым (1944). Обычно пирохлор образует кристаллы величиной 1—3 мм, редко до 2—3 см, октаэдрического габитуса, часто с небольшими гранями куба и иногда ромбододекаэдра и тетрагонтриоктаэдров (рис. 45, а—д). Вершины и ребра метамиктных кристаллов нередко округлены. Грани кристаллов обычно матовые, покрыты тонкой корочкой коричневатых или серовато-желтых вторичных продуктов в смеси с глиной, благодаря чему кристаллы довольно легко выкалываются из полевого шпата. В полевошпатовых пегматитах пирохлор локализован в полевых шпатах (анортоклазе, микроклин-пертите, альбит-олигоклазе), реже в биотите (лепидомелане) в парагенезисе с цирконом и магнетитом, еще реже — с эшинитом, титанитом, апатитом, флюоритом (Мельников, 1882; Заварицкий, 1939; Барсанов, 1949; Симонов, 1954; Попова и др., 1982). В жильных эгирин-плагиоклазовых фенитах юго-восточного экзоконтакта миаскитового массива пирохлор ассоциирует с цирконом, эшинитом, ортитом, титанитом, апатитом, молибденитом.

В миаскитовых пегматитах, составляющих центральные части тел негранитных пегматитов (например, в копиях 107, 179, 210) или рассекающих жилы сиенитовых пегматитов и фельдшпатовитов, пирохлор встречается в полевых шпатах (микроклин-пертите, альбит-олигоклазе), нефелине, канкрините, реже в лепидомелане и мусковите; обычен парагенезис его с цирконом, ильменитом, кальцитом, флюоритом, апатитом, титанитом, иногда с колумбитом и эшинитом. В гранитных пегматитах пирохлор ассоциирует с малаконом, фергусонитом (копи 368-V, 101 -IV), чев-

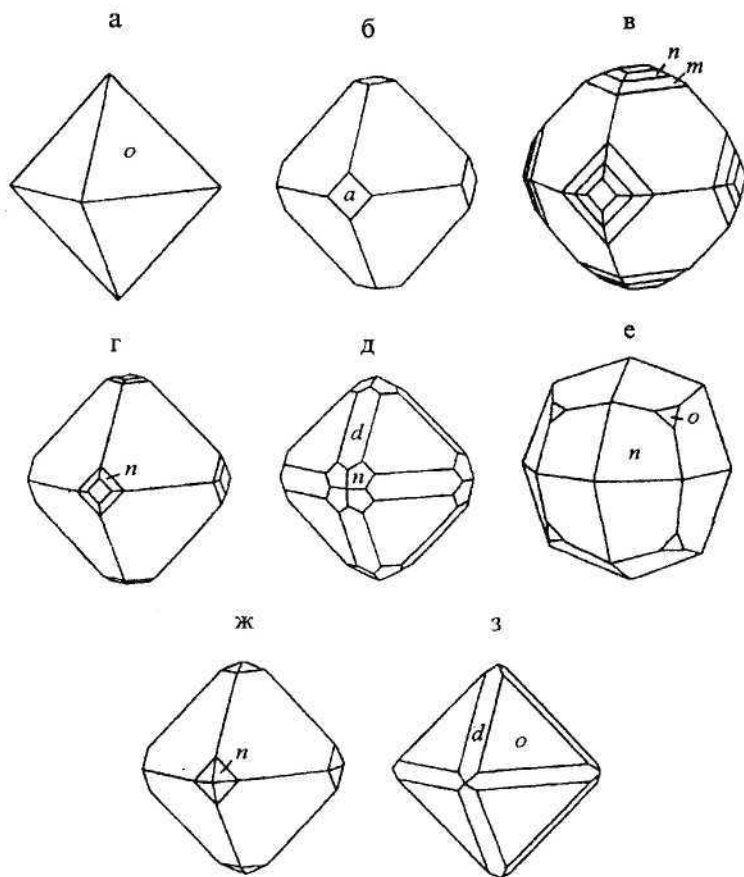


Рис. 45. Кристаллы пирохлора (а—ж), микролита (а, з) и бетафита (а, е, з) из Тай-Кеу (а), Ильменских (а—д, з) и Вишневых (а—г, е—з) гор. Формы: а $\{100\}$, д $\{110\}$, о $\{111\}$, н $\{112\}$, м $\{113\}$

кинитом (коп. 378). Подробнее парагенезисы пирохлора описаны Г. П. Барсановым (1949). Изменения пирохлора в пегматитах Ильменских гор главным образом проявлены в его метамиктизации и связанной с ней гидратации (с образованием гидропирохлора). В ряде пегматитовых тел (в копиях 179, 210, 216) кристаллы пирохлора с периферии замещены темно-серым мелкозернистым агрегатом колумбита (Попова, Красина, 1978), причем в

нефелинсодержащих коях 179 и 210 колумбитизации подвержен только пирохлор в полевошпатовых (краевых) зонах пегматитовых тел.

Пирохлор в крупных кристаллах и обломках имеет темный красновато-бурый цвет, в тонких осколках — желтовато-красный. Встречаются буровато-красные, оранжево-буроватые и оранжевые разности (преимущественно в нефелине и канкрините); зеленоватый цвет характерен для гидратированного пирохлора. Блеск стеклянный жирный до смолистого. В шлифах прозрачен, красновато-желтого цвета, иногда до бесцветного, изотропен. Излом раковистый, твердость 5—5.5 (по Моосу), плотность 4.203—4.367 г/см³ (определения Г. Розе, Р. Германа, К. Раммельсберга, К. Хрущева, Б. Макаровича, Б. Боровского по Барсанову, 1949); $n = 2.00(2)$ (Барсанов, 1949). Дисперсия показателя преломления $\gamma > \nu$ (Kreutz, 1915) для двух образцов:

λ , мкм	700	686	656	589	560	500	486
n_1	2.0076	—	—	2.0248	—	2.0541	2.0612
n_2	1.9818	1.9831	1.9866	1.9995	2.0065	2.0285	2.0363

В отраженном свете кремово-серый, с красновато-желтыми и красными внутренними рефлексамии. Травится H_2SO_4 , $H_2SO_4 + KMnO_4$, мгновенно травится HF с выявлением структуры (зональности). Радиоактивен, на фотопластинке дает изображение при экспозиции около 14 дн. (Афанасьев, 1900 — цит. по Барсанову, 1949). При нагревании некоторые пирохлоры самораскалываются (обычно уран- и торийсодержащие, метамиктные); урансодержащие пирохлоры после прокаливании люминесцируют в УФ-лучах желтым цветом. Получены ИК-спектры пирохлора четырех типов (Попова, Баженова, 1986), различающиеся интенсивностью полос поглощения в области 1060—1080 и 1150 см⁻¹.

Ранние химические анализы пирохлора (1839—1894 гг.) относятся к пирохлору из Черемшанских копей; из числа этих 11 анализов только один удовлетворителен, хотя без определения Ta_2O_5 (анализ К. Д. Хрущева, 1894). Семь химических анализов пирохлора опубликованы Б. А. Макаровичем и К. А. Гонибесовой (1961). В 1976—1983 гг. дополнительно получены 16 новых химических анализов пирохлора и 29 количественных спектральных анализов, а также исследован состав редких земель

(27 анализов) в пироклорах 17 копей (Попова, Красина, 1978; Попова, Баженова, 1986). Охарактеризован состав пироклора из домиаскитовых гранитных пегматитов, сиенитовых (полевошпатовых) и миаскитовых пегматитов, а также послемиаскитовых гранитных пегматитов (секущих полевошпатовые или миаскитовые), в том числе из амазонитового пегматита в фенитах. В табл. 98 и 99 приведены типичные анализы пироклора из разновозрастных пегматитов Ильменских гор (ан. 1—10).

В ранних (домиаскитовых) графических кварц-двуполевошпатовых пегматитах пироклор редок; по содержанию титана он переходный к титанпироклору, содержание урана и тория среднее, состав РЗЭ не изучен. Пироклоры сиенитовых и миаскитовых пегматитов по составу почти одинаковы, обычно с заметным содержанием тория; в копи 343 отмечен ториевый пироклор (12.6 мас. % ThO_2). Для пироклоров поздних гранитных пегматитов характерны повышенные содержания урана и низкие — РЗЭ (урановый пироклор). РЗЭ пироклоров из сиенитовых и миаскитовых пегматитов преобладающие цериевого состава; в поздних безамазонитовых гранитных пегматитах иногда увеличивается доля РЗЭ иттриевой группы (включая иттрий), до преобладания их в пироклоре амазонитового пегматита (см., например, табл. 98, ан. 8, 10), где также выявлены повышенные содержания марганца и воды и низкие — тория и фтора.

В последовательных зонах роста кристаллов пироклора из щелочных пегматитов Ильмен различия достигают по TiO_2 — 1.5 раза; ThO_2 — 1.5—3; UO_3 — 2—3; Nb_2O_5 — 1.1—1.2; в темноокрашенных зонах обычно больше Ti и Th и меньше TR (Попова, Баженова, 1986).

Типичные рентгенограммы прокаленного ильменского пироклора из копей 179 и 378 приведены в табл. 100 (материалы В. И. Поповой и В. О. Полякова); пироклор из копи 107 имеет $a_0 = 10.331(4) \text{ \AA}$.

В Вишневых горах, являющихся частью единого с Ильменскими щелочного комплекса, аксессуарный пироклор развит в миаскитовых и сиенитовых пегматитах, альбититах, карбонатах, частью в миаскитах и сиенитах (Исаков, 1940; Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова и др., 1964), а также в щелочных метасоматитах и ультрабазитах (Ефимов и др., 1985). Октаэдрические кристаллы пироклора иногда с небольшими гранями куба и тетрагонтриоктаэдра величиной 0.5—5 мм (изредка до 2—10 см) образуют парагенезис с цирконом, ильменитом, титани-

Таблица 98
Химический состав пироклора из Ильменских, Вишневых гор и Сибирки, мас. %

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Nb ₂ O ₅	64.14	47.20	47.39	56.33	52.53	49.73	50.89	(52)	46.42	61.90	71.45	47.40
Ta ₂ O ₅	0.20	2.13	2.07	2.30	2.17	2.80	1.47	(3.4)	3.00	1.96	1.50	4.80
TiO ₂	6.56	12.30	12.70	9.30	7.52	10.25	9.10	(12.6)	9.80	6.07	0.65	3.80
CaO	14.32	13.91	14.76	16.88	11.71	13.50	13.26	He обн.	12.55	18.50	14.57	9.60
Na ₂ O	5.14	3.90	4.32	4.40	6.32	5.64	1.70	—	1.60	6.50	6.93	6.50
MnO	—	—	0.24	—	0.38	—	0.30	—	1.25	He обн.	—	—
Fe ₂ O ₃	0.48	1.18	1.21	0.47	0.70	0.95	1.98	—	2.65	0.16	0.25	2.37
UO ₃	(0.9)	—	5.54	(0.86)	0.2	—	11.84	(10.7)	10.20	0.14	0.04	10.40
ThO ₂	0.83	8.59	4.01	2.52	7.71	6.30	1.07	(1.1)	1.60	He обн.	—	6.45
TR ₂ O ₃	2.00	6.19	3.53	4.62	7.76	6.78	1.03	2.84	2.43	1.73	0.78	—
H ₂ O*	3.77	1.39	1.54	0.37	1.03	0.97	5.79	He обн.	6.25	0.58	0.68	6.00
F	2.11	2.03	1.47	2.08	2.12	2.32	0.78	—	0.77	3.30	3.05	П.п.п.
Сумма	100.45	99.82	98.78	100.13	100.15	99.24	99.21	(82.6)	98.52	100.84	99.90	97.42

Примечание: 1—9—Ильменские горы (Полоня, Баженова, 1986; 8—материалы В. О. Полоня); 1—4—из сипитовых пегматитов (1 — кон. 65; 2 — 110; 3 — 129; 4 — 179; подволоматов); 5—6 — из миксированных пегматитов (5 — 98; 6 — 107); 7—8 — из изольных гранитных пегматитов (7 — 101-IV; 8 — 378); 9 — из амалитовых пегматитов, кон. 198; 10-11 — Вишневые горы (Есыкова и др., 1964); 10 — из шпексен-миксированной жилы 126 (K₂O 0.36; Al₂O₃ 0.37; ZrO₂ 0.06); 11 — из калитовой жилы 140 (K₂O 0.37; MgO 0.03; Al₂O₃ 0.73; SiO₂ 0.10; ZrO₂ 0.10); 12 — Сибирка (Есыкова и др., 1971; ZrO₂ 3.50). В скобках — данные количественного спектрального анализа.

Таблица 99

Состав РЗЭ в минералах группы пирохлора, % от суммы TR

Компо- нент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	24.7	12.3	12.4	19.6	19.5	20.9	8.7	14.2	2.2	31.0	26.9
Ce	56.1	45.0	48.5	52.9	50.4	52.9	31.6	48.2	20.7	49.0	52.7
Pr	4.3	6.1	5.3	4.6	5.0	4.2	5.2	4.9	4.4	4.2	4.9
Nd	10.9	20.2	19.2	15.5	15.8	15.7	20.5	17.1	20.3	11.0	13.9
Sm	0.6	3.8	2.8	1.5	2.6	1.1	5.5	2.9	6.4	0.8	0.9
Eu	1.3	2.3	2.3	2.2	2.0	0.8	5.3	2.2	7.1	1.2	0.1
Gd											0.3
Y + Tb	2.0	6.0	6.4	2.9	3.3	3.3	14.2	5.7	24.5	0.2	—
Dy	—	2.7	0.9	0.6	0.7	1.2	3.2	2.4	4.4	1.4	0.3
Ho	—	—	—	—	—	—	1.2	—	2.0	0.2	—
Er	—	1.8	2.2	—	0.7	—	3.0	1.3	4.0	0.6	—
Tm	—	—	—	—	—	—	—	0.6	—	—	—
Yb	—	—	—	—	—	—	1.5	—	4.1	0.4	—

Примечание. Нумера анализов и источник см. табл. 98

Таблица 100
Расчет рентгенограмм минералов подгруппы ирохлора и микролита уральских месторождений

hkl	1		2		3		4		5		6	
	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å	I	d, Å
111	2	6.01	10	5.97	—	—	—	—	4	6.11	—	—
311	3	3.14	10	3.13	8	3.03	—	—	5	3.16	1	3.13
222	10	3.00	100	2.99	10	2.95	10	3.03	10	3.02	8	3.02
400	5	2.61	30	2.59	2	2.57	7	2.627	8	2.61	2	2.63
331	—	—	—	—	—	—	2	2.415	4	2.48	2	2.35
333, 422	3	2.00	10	1.991	—	—	1	2.190	3	2.01	—	—
440	10	1.838	50	1.831	10	1.826	9	1.872	10	1.842	6	1.851
531	2	1.757	2	1.751	—	—	3	1.761	2	1.762	1	1.782
533	2	1.586	2	1.579	—	—	—	—	—	—	—	—
622	10	1.568	50	1.561	10	1.598	10	1.598	10	1.570	8	1.578
444	5	1.501	10	1.494	3	1.517	5	1.530	7	1.530	2	1.510
551	3	1.455	3	1.450	—	—	—	—	2	1.461	—	—
731, 553	4	1.352	2	1.348	—	—	—	—	4	1.358	4	1.373
800	4	1.299	10	1.294	—	—	3	1.326	5	1.301	1	1.308
660	1	1.222	1	1.220	—	—	—	—	—	—	1	1.229
662	9	1.191	10	1.188	6	1.186	9	1.216	9	1.194	4	1.200
840	9	1.160	10	1.157	6	1.159	9	1.186	9	1.163	3	1.178
931	2	1.088	—	—	—	—	10	1.083	1	1.091	1	1.096
844	9	1.0594	10	1.057	6	1.056	10	1.020	7	1.062	4	1.068
755	2	1.043	—	—	—	—	—	—	1	1.046	1	1.041
773	2	1.004	—	—	—	—	—	—	1	1.0335	2	1.014
666	10	0.9987	—	—	—	—	—	—	8	1.0008	5	1.009
$a_0, \text{Å}$	10.380		10.352		10.42		10.57		10.41		10.47	

Примечание. 1 — ирохлор, Ильменские горы, окислительный пегматит, коп. 179, прокален до 800 °С (камера РКД-57.3, Fe-излучение, анализ А. Ф. Бунимкин); 2 — урановый ирохлор, Ильменские горы, коп. 378 (ДРОН-20, Си-излучение, анализ Т. М. Рыбухина); 3 — урановый ирохлор, Ильменские горы, коп. 215 (Макаревич и др., 1963); 4 — редкоземельный панабиохлор, Тай-Кеу (Скоробогатов и др., 1966); 5 — микролит, Ильменские горы, коп. 395 (Макаревич и др., 1964); 6 — пиромикролит, Свистанское месторождение (Таланцев, 1990).

том, апатитом в полевых шпатах, кальците, слюдах, нефелине. По цвету кристаллы пирохлора буровато-, темно-красные, бурые; гидратированный пирохлор имеет светлую буровато-желтую окраску; при замещении ферсмитом и колумбитом кристаллы пирохлора приобретают смоляно-черную окраску (Бонштедт-Куплетская, 1951). В зональных по окраске кристаллах более темноокрашенные зоны характеризуются меньшими твердостью, отражением, устойчивостью при травлении, максимальной люминесценцией после прокаливания (Еськова и др., 1964) и большей радиоактивностью (Минеев, Разенкова, 1962). Плотность от 3.88—4.29 г/см³ (Бонштедт-Куплетская, 1951) до 4.35 г/см³ (Еськова и др., 1964). Плотность кристаллического пирохлора больше, чем метамиктного, после прокаливания увеличивается примерно на 5 % (Чесноков, 1960б, в). Твердость (по методу вдавливания) 538—663 кг/мм², меньше — для образцов и зон с более высоким содержанием урана и воды (Минеев, Разенкова, 1962; Еськова и др., 1964). После термического обезживания все разновидности вишневогорского пирохлора — и кристаллические, и метамиктные — люминесцируют в УФ-лучах коричневатого-желтым цветом (Чесноков, 1960б, в). Показатель преломления 1.99—2.04 (Бонштедт-Куплетская, 1951); для кристаллических разностей 2.10—2.14, метамиктных 2.00—2.03, после прокаливания возрастает на 0.1—0.2 (Чесноков, 1960б). Отражение 10—11.3 %, после прокаливания также возрастает до 13—16 % (Чесноков, 1960б). Рекалесценция происходит при 465—535 °С (Бонштедт-Куплетская, 1951). При нагревании метамиктных пирохлоров она сопровождается самораскаливанием, когда рост температуры на 100 °С и более происходит за несколько секунд (Чесноков, 1960б).

По сравнению с ильменогорскими, пирохлоры Вишневых гор содержат обычно чуть больше Nb и F и меньше U, Th и PЗЭ иттриевой группы (см. табл. 95 и 96, ан. 10—11; см. также: Бонштедт-Куплетская, 1951; Еськова и др., 1964; Ефимов и др., 1985). В урановых пирохлорах из нефелиновых сyenитов и карбонатитов содержание U₃O₈ 10.97—12.5 мас. % (Ефимов и др., 1985). Отмечается, что пирохлоры из карбонатитов с удалением от осевых частей зон в щелочном комплексе и далее за его пределами характеризуются в среднем повышением отношений Nb/Ta и понижением U/Th (Ефимов и др., 1985). Микроскопическими исследованиями состава зонального кристалла пирохлора из карбонатитов центральной части щелочного комплекса выявляе-

но увеличение содержаний Nb, Ti, Ta и Th от центра кристалла к периферии и соответственно уменьшение U, TR (Ефимов и др., 1985). Многие пирохлоры Вишневых гор неметамиктные и дают удовлетворительную рентгенограмму ($a_0 = 10.35\text{—}10.39 \text{ \AA}$); после прокаливания параметр ячейки a_0 почти не меняется (Бонштедт—Куплетская, 1951).

Е. М. Еськовой и И. И. Назаренко (1960) описан гидропирохлор как продукт гидратации пирохлора в альбитизированных участках жилы 5 на горе Каравай. Отмечается, что гидропирохлор буровато-желтого и желтого цвета “колломорфный”, имеет меньшую плотность ($3.353\text{—}3.81 \text{ г/см}^3$), твердость и показатель преломления; в анализах гидропирохлора по сравнению с исходным пирохлором меньше Na, Ca, TR, Nb и больше H_2O^+ (7.50 и 6.86 мас. %).

В щелочных метасоматитах западного склона Урала, развитых по субщелочным базальтоидным брекчиям и пегматтоидным арфведсонитовым сиенитам, урановый пирохлор является аксессуарным минералом наряду с бариопирохлором; охарактеризован одним химическим анализом (см. табл. 98, ан. 12; Еськова и др., 1971). Замещается бариевым пирохлором ($\text{BaO } 4.57 \text{ мас. \%}$) и бариопирохлором-пандаитом ($\text{BaO } 7.87 \text{ мас. \%}$), почти не содержащим Na, Th, TR и U (Еськова и др., 1971).

VI.9. Бариопирохлор (пандаит) — (Ba, Ca)₂(Nb, Ta, Ti)₂O₇·pH₂O, куб. с. (Bariopyrochlore)

Установлен в щелочных метасоматитах Сибирки в 1966 г. Е. М. Еськовой (Еськова и др., 1971) в виде агрегатных тонкозернистых клеевидных псевдоморфоз с размером зерен 0.1 мм по урановому пирохлору; цвет бариопирохлора от темного зеленовато-бурого до светлого желтовато-оливкового. Плотность 3.74 и 3.86 г/см^3 соответственно. Твердость микровдавливания 270—470 кг/мм^2 . В проходящем свете бледно-желтый, изотропен. Отражение ниже, чем у пирохлора этого же месторождения. Дебаеграмма близка к минералам группы пирохлора, $a_0 = 10.48 \text{ \AA}$. Светлоокрашенные разности содержат больше Ba (при незначительной примеси Sr). Помимо химического анализа, выполнены микронзондовые определения ряда компонентов;

Таблица 101

Химический состав барнипирохлора из Сибири, мас. %
(Еськова и др., 1971)

Компонент	VI	VII	VIII	IX	X
BaO	18.9	36.2	8.2	15.3	20.3
CaO	8.5	2.7	2.8	2.1	2.7
TiO ₂	8.2	9.9	10.4	6.9	9.9
Nb ₂ O ₅	46.6	36.6	61.1	50.3	46.7
Ta ₂ O ₅	4.8	4.8	2.4	2.0	4.8
Fe ₂ O ₃	3.5	0.8	9.9	1.3	0.8
SiO ₂	—	2.5	2.0	3.0	2.5
MgO	—	—	2.0	0.5	—
U ₃ O ₈	3.6	—	—	—	—
Сумма	94.1	93.6	98.9	81.4	87.7

Примечание. VI—X — номера анализов в оригинале: VI — темноокрашенный барнипирохлор, VII—X — то же, светлоокрашенный.

максимальные содержания BaO 20.3—36.2 мас. % (табл. 101). В эгирин-микроклиновых метасоматитах ассоциирует с кальцитом, биотитом, барилитом, бербанкитом, анкилитом, сульфидами (Еськова и др., 1971).

VI.10. Уранпирохлор (гатчеттолит) — **(Ca, U)₂(Nb, Ti, Ta)₂O₆(O, OH, F)·pH₂O, куб. с. (Uranpyrochlore)**

В Ильменских горах уранпирохлор под названием “бломстрандит” описан в корундово-полевошпатовом пегматите копи 29 и в циркон-полевошпатовых пегматитах копей 215 и 343 (Макаровичкин и др., 1963). Ранние указания Г. П. Барсанова (1949) на гатчеттолиты в копиях 15 и 58 (без количественного анализа) при дальнейших исследованиях не подтвердились — минералы оказались бетафитом (Попова, Красина, 1978). Уранпирохлор отмечен в миаскитовом пегматите копи 240 (Попова, Баженова, 1986). Кроме того, урановые пирохлоры поздних гранитных пегматитов также приближаются по составу к уранпирохлору (см.: Пирохлор). В. О. Поляковым в новом щебеночном карьере (западный экзоконтакт миаскитового массива) найден уранпирохлор в краевой зоне амазонитового пегматита; в центральной зоне пегматита развит плюмбопирохлор.

В полевошпатовом пегматите копи 215 уранпирохлор развит в центральной зоне пегматита, в микроклин-пертите и биотите совместно с цирконом и чевкинитом в виде мелких октаэдров величиной 2—5 мм, реже до 2 см.

Цвет темно-зеленый, с периферии зерен более светлый. Блеск стеклянный до смолистого. Твердость 4—4.5. Плотность 3.83—4.51 г/см³, после прокаливания 4.78 г/см³. Изотропен, $n = 1.95—1.99$. В закрытой трубке выделяет много воды.

На термограмме эндотермический эффект при 120—200 °С (потеря воды), экзотермический — при 300—400 и 600—700 °С (рекалесценция) (Макарович и др., 1963). Состав уранпирохлора из Ильменских гор приведен в табл. 102 (ан. 1—2). Рентгенограмма прокаленного минерала из копи 215 типична для группы пирохлора. В биотитовых карбонатах Вишневых гор уранпирохлор описан А. Ф. Ефимовым с соавторами (1985); результаты микрозондовых определений состава также приведены в табл. 102 (ан. 3).

С. А. Горжевская и Г. А. Сидоренко (1971) уранпирохлор из копи 58 Ильменских гор, названный “бломстрандитом” (Макарович и др., 1963), предложили включить в самостоятельную группу самирезита, наряду с некоторыми измененными бетафитами. Достаточных оснований для этого пока нет.

Уранпирохлор встречен Д. Н. Литошко в виде мелких выделений красновато-бурого цвета, отмечен в протоловках грейзенизированных гранитов Малопагокского Ве-проявления. Состав, по данным микрозондового анализа, мас. %: Nb₂O₅ 39.21; Ta₂O₅ 1.09; WO₃ 2.31; SnO₂ 0.48; UO₂ 25.06; ThO₂ 1.62; TiO₂ 3.04; Y₂O₃ 4.64; FeO 4.32; MnO 0.89; CaO 9.29. Сумма 91.45. Cr, La, Sb, Na, Mg, Si не обнаружены. Низкая сумма, скорее всего, обусловлена присутствием неопределявшихся Ba, Pb, Sr. Рентгенометрические исследования не проводились.

VI.11. Цериопирохлор (мариньякит) — (Ca, TR)_{2-m}(Nb, Ti, Ta)₂O₆(O, OH, F)·pH₂O, куб. с. (Ceriopyrochlore)

В 1942 г. Г. П. Барсанов, исследуя зеленые октаэдрические кристаллы “бломстрандита” копей 17 и 28 Ильменских гор, обнаружил в них много РЗЭ и воды и назвал мариньякитом (Барсанов, 1944). Более полных исследований того материала не проведено, а выполненные позднее анализы минералов группы пи-

Химический состав уранипрохлора, пернипрохлора и плембонпрохлора, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Nb ₂ O ₅	42.75	45.72	44.70	153.18	50.10	35.00	36.48	29.10	28.20
Ta ₂ O ₅	8.65	1.18	1.04	—	0.40	4.16	4.33	4.00	0.44
TiO ₂	9.90	9.35	10.62	8.39	15.10	0.68	2.22	0.30	6.17
CaO	8.60	16.42	5.53	7.02	6.50	1.71	4.99	2.20	0.14
Na ₂ O	0.23	4.96	—	3.22	—	0.20	0.54	—	0.48
MnO	0.12	0.22	—	0.48	—	0.14	—	—	1.48
Fe ₂ O ₃	2.19	—	—	0.40	—	1.10	2.77	2.40	1.70
FeO	2.19	—	—	—	—	—	—	—	1.70
SnO ₂	—	0.04	—	—	—	2.02	—	1.80	0.59
ZrO ₂	—	0.12	—	1.55	—	—	—	—	0.04
UO ₃	13.87	17.50	23.88	—	0.70	3.82	5.80	1.00	0.05
ThO ₂	1.71	—	1.66	6.30	0.79	1.19	—	1.30	0.68
TR ₂ O ₃	1.41	—	2.46	11.51	12.90	11.80	2.77	1.70	(1.09)
PbO	1.61	—	—	—	—	27.50	29.48	50.00	52.78
H ₂ O ⁺	7.16	—	—	5.94	—	4.28	—	—	—
H ₂ O ⁻	2.52	—	—	5.94	—	0.32	—	—	—
F	—	—	—	—	—	0.16	—	—	—
Сумма	100.82	95.51	(89.89)	(97.99)	(86.50)	(94.08)	(89.38)	(93.80)	(87.84)

Примечание. 1, 2 — уранипрохлор. Илимские горы: 1 — из снежного негматита, конь, 215 (Макаровичи и др., 1963). MgO 0.26, K₂O 0.08; 2 — из амазонитового негматита, шебелонный карьер (материалы В. О. Полякова); 3 — уранипрохлор. Вишневые горы, брекчинный битуминозный карбонатит (Ефимов и др., 1985); 4, 5 — редкоземельный прохлор. Вишневые горы: 4 — из нефелин-нонионитового негматита, Курочкин Лог (Аксельсон, 1929); K₂O 0.45; 5 — из прикарбонатного фенита, сферокристаллический экзоконтат массы (Ефимов и др., 1985); 6 — редкоземельный (иттриевый) прохлор. Тай-Кей (Скоробогатова и др., 1966). (кроме того, в анализе: SiO₂ 0.05, Sb₂O₃ 0.19, B₂O₃ 0.32, K₂O 0.13, SrO 2.91, Al₂O₃ 1.28, P₂O₅ 0.21 %); 7 — ураний плембонпрохлор. Тай-Кей (Скоробогатова и др., 1984), (кроме того, в анализе: K₂O 0.55, SiO₂ 3.77 %); 8 — плембонпрохлор. Илимские горы, амазонитовый негматит (материалы В. О. Полякова; микрозонные анализы Л. Н. Постоловой, (кроме того, в анализе: WO₃ 2.20, SbO₃ 2.37, Se₂O₃ 0.08, прочие 0.06).

рохлора относятся к другим пробам: в копи 17 — к пирохлору (Попова, Баженова, 1986), в копи 28 — к бетафиту (Макаровичкин и др., 1963; Попова, Красина, 1978).

Редкоземельный пирохлор в нефелин-полевошпатовых жилах с эгирином из Курочкина Лога Вишневых гор, описанный А. С. Амеландовым (1929), содержит 11.51 мас. % TR_2O_3 (см. табл. 102, ан. 4). В анализе, выполненном позднее Т. А. Буровой (Бонштедт-Куплетская, 1951), содержание РЗЭ 4.78 мас. %, но нет указания, что анализируется та же проба. Плотность 4.29 (Амеландов, 1929) и 3.89 г/см^3 (Бонштедт-Куплетская, 1951). Зерна его шоколадного, коричневатого-желтого и желтого цвета развиты в сахаровидном альбите в ассоциации с дипирамидальным цирконом, торитом, ортитом, титаномagnetитом и титанитом. После прокаливании дает рентгенограмму типа пирохлора ($a_0 = 10.39 \text{ \AA}$). Эти и другие данные, обобщенные Е. М. Еськовой с соавторами (1964), приводят к заключению, что редкоземельный пирохлор исследован недостаточно. А. Ф. Ефимовым с соавторами (1985) опубликованы микронзондовые данные о редкоземельном пирохлоре из прикарбонатитового фенита Вишневых гор; по содержанию суммы РЗЭ (12.9 мас. %) он может быть отнесен к мариньякиту, хотя состав РЗЭ не приведен.

VI. 12. Плюмбопирохлор — $(\text{Pb}, \text{TR}, \text{Ca})_{2-m}(\text{Nb}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{F}) \cdot p\text{H}_2\text{O}$ куб, с. (Plumbopyrochlore)

Плюмбопирохлор, иттриевый и урановый плюмбопирохлор обнаружены в альбититах щелочных гранитов Тай-Кей (Полярный Урал) в парагенезисе с фергусонитом; отмечено, что с появлением в породе эгирин-жадеита увеличивается количество плюмбопирохлора (Скоробогатова и др., 1966, 1984).

Редкоземельный плюмбопирохлор образует мелкие октаэдрические кристаллы до 1—2 мм, зональные по окраске — темно-бурые в центре и зеленовато-желтые на периферии; плюмбопирохлор (с меньшим содержанием редких земель) имеет обычно красный цвет и располагается, как правило, в периферических частях кристаллов редкоземельного плюмбопирохлора (на основе чего авторами сделан вывод о более позднем образова-

Состав РЗЭ в плумбопирохлорах и микролите в процентах от суммы

Компонент	1	2	3	4
La ₂ O ₃	Не обн.	Не обн.	Не обн.	5.6
Ce ₂ O ₃	—"	—"	—"	46.9
Pr ₂ O ₃	—"	—"	—"	10.0
Nd ₂ O ₃	—"	—"	—"	26.9
Sm ₂ O ₃	1.5	—"	—"	7.3
Gd ₂ O ₃	2	3.1	3	0.7
Tb ₂ O ₃	0.7	1.3	Не обн.	1.8(+)
Dy ₂ O ₃	7.4	9.3	9.1	0.7
Ho ₂ O ₃	2.3	3	3.2	Не обн.
Er ₂ O ₃	7	8.2	7	—"
Pm ₂ O ₃	+	+	+	—"
Yb ₂ O ₃	5.7	7.8	6.1	—"
Lu ₂ O ₃	1.2	1.2	1	—"
Y ₂ O ₃	72.0	66.3	70.6	1.8(+Ti ₂ O ₃)

Примечание. 1, 2 — редкоземельный плумбопирохлор; 3 — плумбопирохлор, Тай-Кей (Скоробогатова и др., 1966); 4 — микролит, Ильменские горы, коп. 395 (Попова, Баженова, 1986). Знак "+" означает, что элемент присутствует в малом количестве.

нии плумбопирохлора по отношению к редкоземельному). Редкоземельный непрозрачный зеленовато-желтый плумбопирохлор из периферических зон кристаллов имеет плотность 5.04 г/см³, $n = 2.025$; полупрозрачный и прозрачный красный плумбопирохлор имеет более высокую плотность — 6.345 г/см³, $n = 2.085$ (как у редкоземельного пирохлора из центральных частей кристаллов). Оба минерала без прокаливания дают рентгенограммы типа пирохлора ($a_0 = 10.57$ (1) Å, редкоземельный плумбопирохлор). Прокаливание при 500 °С не изменяет структуры минерала; при 900 °С и выше параметр ячейки редкоземельного пирохлора немного уменьшается (10.52 Å) и дополнительно образуется фергусонитовая фаза. Согласно термическому анализу, выделение воды заканчивается при 510 °С, что свидетельствует об отсутствии гидроксильных групп в структуре минерала. На ИК-спектрах полос поглощения ОН также не обнаружено. В составе редкоземельного пирохлора много РЗЭ (TR₂O₃ 11.80 мас. %). Характерны примеси олова, сурьмы, висмута и низкое содержание титана (см. табл. 102, ан. 6). Относительно высокое содержание SiO₂ обусловлено механическими вклю-

чениями кремнезема (Скоробогатова и др., 1984). По данным рентгеноспектрального анализа, среди РЗЭ преобладают иттриевые (табл. 103, ан. 1, 2).

Наряду с редкоземельными, в метасоматитах Тай-Кей обнаружен серовато-зеленый урановый плумбопирохлор с несколько большими содержаниями UO_3 и CaO и небольшим количеством редких земель (см. табл. 99, ан. 7).

Плюмбопирохлор красного цвета, развитый по периферии зерен редкоземельного плумбопирохлора, характеризуется содержаниями PbO до 50.0 мас. % (см. табл. 102, ан. 8) и также иттриевым составом РЗЭ (см. табл. 103, ан. 3). Плотность его выше (6.34 г/см^3), размер элементарной ячейки ($a_0 = 10.534(5) \text{ \AA}$) чуть меньше, чем у редкоземельного плумбопирохлора (см. табл. 100, ан. 5) (Скоробогатова и др., 1966). С поверхности кристаллов плумбопирохлор и редкоземельный пирохлор Тай-Кей обычно покрыты тонкой сахаровидной белесой корочкой из позднего (переотложенного) пирохлора с содержаниями, мас. %: PbO 5.9; UO_3 2.9; ThO_2 4.9; CoO 6.6; Nb_2O_5 49.8; Ta_2O_5 2.5; TiO_2 0.3; Fe_2O_3 2.3; Al_2O_3 2.1; SiO_2 13.4; TR_2O_3 не обн.; сумма 90.7; прочие не определялись (Скоробогатова и др., 1984). Возможны примеси полевого шпата и кварца.

В амазонитовом пегматите Ильменских гор среди фенитов западного экзоконтакта миаскитового массива плумбопирохлор найден во внутренней зоне пегматитового тела в ассоциации с малаконом, манганильменитом, манганоколумбитом, астрофиллит-куплетскитом (Поляков и др., 1988а). Мелкие октаэдрические кристаллы плумбопирохлора содержат 50.47—53.04 мас. % PbO и заметные количества Mn , W , Sb , Sn при малых содержаниях Ca , Na , U , Th и редких земель (см. табл. 102, ан. 9). В составе РЗЭ Ce_2O_3 0.90 и Y_2O_3 0.19 мас. %, т. е. около 80 % цериевой группы (в отличие от иттриевых в плумбопирохлоре Тай-Кей).

VI. 13. Микролит — $(Ca,Na)_{2-m}(Ta,Nb,Ti)_2O_6(O,OH,F)$, куб. с. (Microlite)

В Ильменских горах микролит найден в 1955 г. в амазонитовых пегматитах (Макаровичкин и др., 1964; Попова, Баженова, 1986); в последнее время исследован В. О. Поляковым еще в ряде тел гранитных пегматитов, в том числе безамазонитовых.

Таблица 104

Химический состав минералов подгруппы микролита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
Nb ₂ O ₅	1.72	0.83	19.2	19.2	19.5	20.8
Ta ₂ O ₅	68.64	67.43	56.3	56.1	56.5	53.6
TiO ₂	2.47	0.36	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
CaO	4.29	1.52	8.8	9.1	7.1	4.8
Na ₂ O	0.32	Не обн.	0.7	0.2	0.5	0.2
K ₂ O	—	—	0.2	0.4	0.2	0.2
MnO	1.74	0.31	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0.96	Не обн.	—	—	—	—
SnO ₂	—	1.68	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
UO ₃	5.59	3.32	—	—	—	—
ThO ₂	0.50	—	—	—	—	—
TR ₂ O ₃	4.36	0.17	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O*	3.45	—	—	—	—	—
F	Не обн.	—	2.9	1.7	1.1	0.4
Сумма	94.04	85.70	88.1	86.7	84.9	80.0

Примечание. 1 — микролит, Ильменские горы, амазонитовый пегматит, коп. 395 (Полякова, Баженова, 1986); 2 — уранимикролит, Ильменские горы, гранитный пегматит, коп. 410 (материал В. О. Полякова); 3—6 — гидромикролит, Свешинское месторождение (Таланцев, 1990); зоны роста кристалла от центра к периферии: 3 — зона 2—А, 4—2—Б, 5 — 2—В, 6 — 2—Г. Содержание К₂O 0.2 (ан. 3, 5, 6) и 0.4 (ан. 4). Ba, Pb, Sc, W не обн.

Мелкие кристаллы микролита величиной 0.1—3 мм, редко до 8 мм, имеют форму октаэдров, иногда с узкими гранями ромбо-додекаэдра. По цвету встречаются темно-коричневые, коричневые, светло-коричневые, медово-желтые, светло-зеленые и бесцветные разновидности; замечено, что темно-окрашенные кристаллы содержат больше урана.

В некоторых пегматитовых телах микролит образует микровключения в топазе и кварце (копи 59, 70, 74); в других жильных телах встречаются относительно крупные кристаллы. Например, в амазонитовом пегматите копи 395 зональные по окраске кристаллы микролита величиной до 8 мм (светло-зеленые в центре, темно-коричневые в промежуточной зоне и светло-коричневые на периферии кристаллов) имеют индукционные поверхности одновременного роста с топазом, альбитом, амазонитом, кварцем и развиты в центральной части тела. В копиях 410 и 411 микролит ассоциирует с топазом, фенакитом, танталитом, стибиотанталитом (данные В. О. Полякова). Мик-

ролит из копи 395 имеет плотность 5.61 г/см^3 , $n = 2.0$ (Макарошкин и др., 1964). Состав его приведен в табл. 104 (ан. 1), состав редких земель — в табл. 103 (ан. 4). Рентгенограммы после прокаливания соответствуют группе пирохлора (табл. 100, ан. 5), $a_0 = 10.41 \text{ Å}$. Микролит О. К. Ивановым (Иванов, Гурков, 1986) достоверно доказан в Мурзинке, в гранитном пегматите жилы “Мокруша”. Найден микролит (по данным качественного лазерного микроанализа) в гранитном пегматите на западном берегу оз. Увильды (сообщение В. О. Полякова).

VI.14. Уранмикролит (джалмант) — (U, Ca, Sn)_{2-m}(Ta, Nb, Ti)₂O₆(O, OH) куб. с. (Uranmicrolite)

По результатам лазерного и микрозондового анализов установлен в 1990 г. В. О. Поляковым в Ильменах, в гранитном редкометальном пегматите копи 410 (см. табл. 104, ан. 2); $a_0 = 10.46 \text{ Å}$.

VI.15. Фтормикролит — CaNaTa₂O₆F, куб. с. (Fluormicrolite)

Микролит как минерал (без учета постоянной для него примеси ниобия) можно представить в качестве смеси трех минералов конечных членов тройной системы: Ca₂Ta₂O₇, CaNaTa₂O₆(OH) и CaNaTa₂O₆F. В подавляющем числе исследованных представителей этого минерала, также и из уральских месторождений, доминирует какой-либо из двух первых минералов, тогда как третий присутствует в резко подчиненных количествах, и соответственно при аналитических исследованиях в микролитах до сих пор устанавливались содержания фтора не выше 2.9 мас. % (Горжевская и др., 1974; Горжевская, Скоробогатова, 1989; Минералы, 1967; и др.). В связи с этим представляет большой интерес найденный А. С. Таланцевым в 1988 г. в шлихах из друзовых полостей камерных гранитных пегматитов Светлинского пегматитового поля в Кочкарском районе на Южном Урале необычный фтормикролит, в составе которого устанавливается 4.1—4.5 мас. % F (Таланцев, 1990). Аналитические данные, полученные на микроанализа-

Химический состав фтормикролита из гранитных пегматитов
Светлинского поля, мас. % (Таланцев, 1990)

Компонент	1	2	3	4	5	6
Ta ₂ O ₅	66.9	68.4	70.3	78.3	79.2	80.7
Nb ₂ O ₅	13.4	11.8	9.9	4.2	2.9	2.3
CaO	11.5	11.3	10.8	9.1	10.2	9.6
Na ₂ O	5.0	5.3	5.4	5.0	4.8	5.0
K ₂ O	0.1	Не обн.	Следы	Следы	Следы	Не обн.
F	4.4	4.3	4.2	4.1	4.2	4.3
Сумма	101.3	101.1	100.6	101.3	101.3	101.9
-O = F ₂	-1.8	-1.8	-1.8	-1.7	-1.8	-1.8
Сумма	99.5	99.3	98.8	99.6	99.5	100.1

Примечание. 1 — бежевый октаэдр с гидратированной поверхностной корочкой; 2 — фторовольфрамовое ядро зонального кристалла; 3 — то же, наружная зона, оливково-бурая; 4 — корочка на танталоните; 5 — жилка замещения в танталоните; 6 — корочка на танталоните.

торе JXA-5 А. С. Таланцевым и Л. К. Ворониной, приведены в табл. 105.

Кристаллохимические формулы:

1. $(\text{Ca}_{1.02}\text{Na}_{0.93})_{1.95}(\text{Ta}_{1.50}\text{Nb}_{0.50})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.85}\text{F}_{1.15})_2$;
2. $(\text{Ca}_{1.01}\text{Na}_{0.99})_{2.00}(\text{Ta}_{1.55}\text{Nb}_{0.45})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.86}\text{F}_{1.14})_2$;
3. $(\text{Ca}_{0.98}\text{Na}_{1.02})_{2.00}(\text{Ta}_{1.62}\text{Nb}_{0.38})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.87}\text{F}_{1.13})_2$;
4. $(\text{Ca}_{0.84}\text{Na}_{0.95})_{1.79}(\text{Ta}_{1.84}\text{Nb}_{0.16})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.89}\text{F}_{1.11})_2$;
5. $(\text{Ca}_{0.96}\text{Na}_{0.94})_{1.90}(\text{Ta}_{1.89}\text{Nb}_{0.11})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.84}\text{F}_{1.16})_2$;
6. $(\text{Ca}_{0.90}\text{Na}_{0.97})_{1.87}(\text{Ta}_{1.91}\text{Nb}_{0.09})_2\text{O}_5(\text{O}_{0.82}\text{F}_{1.18})_2$.

Таким образом, в данном случае состав минерала в пределах возможных аналитических погрешностей соответствует конечному члену $\text{CaNaTa}_2\text{O}_6\text{F}$ микролитовой тройной системы. Он может рассматриваться как самостоятельный минеральный вид, входящий в группу кубических титано-тантало-ниобатов, и название “фтормикролит” отражает специфику его состава. Необходимо подчеркнуть, что “мурзинскит” Н. И. Кокшарова (1887), наблюдавшийся им в виде присыпки в кристаллах топаза в пегматитах Мурзинки, по предварительным данным, также содержит 3.1—4.6 мас. % F, т. е. аналогичен рассматриваемому минералу. Следовательно, название “мурзинскит” предпочтительнее названия “фтормикролит”, поскольку таким путем отражается приоритет первого исследователя.

По морфологическим особенностям выделяются следующие разновидности минерала: 1) упомянутая тончайшая припылка по зонам роста кристаллов топаза, совершенно идентичная изученной Н. И. Кокшаровым (1887); 2) бежевые октаэдры 0.1—6.0 мм в поперечнике, с корешками прикрепления; 3) крупные (2—10 мм в поперечнике) зональные кубооктаэдры с фарфоровидным ядром и прозрачной зеленой, оливковой, коричневой или бежевой периферической частью; 4) корочки, реже прожилки замещения с четкой параллельно-шестоватой “селенитовой” текстурой на изломе, развивающиеся на более ранних кристаллах тапиолита и иногда танталита. Рентгенометрически они мало различимы (табл. 106). Плотность их, как и у всех минералов класса титано-тантало-ниобатов, определяется соотношением Ta:Nb. Показатель преломления не определялся.

Очень малая распространенность минерала в природе обусловлена тем, что образование его возможно лишь в условиях аномальных концентраций фтора в минералообразующих средах; это подчеркивается выявлением его только в друзовых полостях гранитных пегматитов с большим количеством кристаллов топаза. В парагенезисе с другими фторсодержащими минералами вместо него обнаруживается уже обычный микролит, содержащий не более 2.5 мас. % F.

Гидромикролит с содержанием воды около 15 мас. % (по результатам термовесового анализа) найден в 1988 г. А. С. Таланцевым при изучении искусственного шлиха из материала друзовой полости камерного гранитного пегматита Светлинского поля в Кочкарском районе Южного Урала (Таланцев, 1990). На нескольких октаэдрических кристаллах богатого фтором микролита обнаружены мелкие (0.1—0.3 мм) бесцветные, прозрачные или молочно-белые, сильно искаженные, уплощенные по одной из осей L_3 октаэдры, образующие своеобразную скульптуру типа “рыбьей чешуи”.

Состав одной из наиболее крупных пластинок гидромикролита изучен на микрозонде JXA-5 (см. табл. 104, ан. 3—6). Заметно, что с периферии пластинки постепенно уменьшаются содержания Ta, Ca, F. Параметр a_0 (10.47 Å) непрокаленного гидромикролита заметно выше, чем у безводного микролита (см. табл. 100, ан. 7), что, вероятно, обусловлено вхождением в структуру воды.

Таблица 106

Расчет рентгенограммы фтормикролита (Таланцев, 1990)

Фарфоровидный (ядро кристалла)		Прозрачный коричневый		Шестоватый (корочка замещения)	
l	d, Å	l	d, Å	l	d, Å
6	3.15	6	3.13	2	3.12
9	3.01	10	3.00	10	3.00
4	2.60	5	2.59	5	2.62
—	—	1	2.29	1	2.25
2	2.01	3	1.99	4	2.01
9	1.848	10	1.835	9	1.843
2	1.765	4	1.757	2	747
—	—	2	1.585	1	1.575
10	1.571	10	1.564	9ш	1.588
3	1.506	3ш	1.498	3	1.506
2	1.462	3	1.454	2	1.495
3	1.358	4	1.351	5	1.357
1	1.303	3	1.299	1	1.291
—	—	—	—	0.5	1.273
—	—	—	—	0.5	1.250
2	1.204	2	1.200	2	1.210
6	1.192	8	1.192	5	1.193
5	1.162	8	1.162	5	1.162
1	1.141	3	1.142	3	1.142
1	1.105	—	—	1	1.03
1	1.091	2ш	1.089	1	1.090
8	1.063	10	1.062	6	1.062
2	1.045	5ш	1.046	4	1.045
1	1.015	3	1.014	2	1.014
1	1.008	3	1.007	2	1.007
9	1.002	10	1.001	8	1.002
a_0 , Å	10.42	10.39		10.41	
Плотность, г/см ³	5.82	6.20		6.01	

По исследованиям РТ-условий минералообразования в гранитных пегматитах Светлинского поля (Таланцев, 1988) можно предполагать, что гидромикролит кристаллизовался при температуре ниже 120 °С и давлении флюида 150—250 бар.

VI.16. Бетафит — $(\text{Ca}, \text{U})_{2-3}(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2\text{O}_6(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, куб. с.
(Betafite)

В 1940 г. в гранитном пегматите копи 203 Ильменских гор Б. А. Макаровичем был найден минерал, проанализированный им в 1950 г. и оказавшийся бетафитом; подобный же минерал описан в корундовом пегматите копи 28 и с меньшим содержанием воды (собственно бетафит) — в копи 58 (Макарович и др., 1963). Позднее бетафит был обнаружен еще в ряде копей Ильменских гор, вскрывающих разновозрастные пегматиты: ранние гранитные (копи 60), полевошпатовые (копи 15, 20, 23, 24, 26, 58, 370 и др.), нефелин-полевошпатовые (некоторые зоны в кристаллах из копей 7, 115) и поздние доамазонитовые гранитные (копи 316, 399) (Попова, Баженова, 1986).

В копи 203 бетафит развит в розовом калишпате и сером кварце в ассоциации с апатитом, монацитом, малаконом, торитом (Макарович и др., 1963). В копи 29 он обычно включен в ортит и магнетит, в других жилах чаще всего встречается в полевых шпатах. Кристаллы бетафита обычно в форме октаэдра темно-коричневого или зеленовато-коричневого цвета; гидратированные кристаллы приобретают желто-зеленый цвет. Блеск стеклянный, излом раковистый. Твердость около 5 (у гидратированных ниже). Темно-коричневый бетафит из раннего (домиаскитового) гранитного пегматита копи 60 пористый, метамиктный, содержит много Са, U и сравнительно мало Th (см. табл. 107, ан. 1, табл. 108).

В полевошпатовой жиле с ферсмитом в копи 58 бетафит беден Са, Na и содержит много урана (см. табл. 107 ан. 2; микронзонд, аналитик Л. Н. Поспелова). Состав РЗЭ в бетафитах Ильменских гор характерен для пегматитов определенного возраста и состава: в ранних гранитных пегматитах преобладает иттрий (Y + Tb 29.3 отн. %), в полевошпатовых — церий (35—54 отн. %) и мало иттрия. В послемияскитовых гранитных пегматитах, наряду с преобладанием церия (31 отн. %), довольно высоки доли неодима (21—25) и иттрия (13—14) (табл. 108, ан. 1—3).

Некоторые бетафиты с содержанием TiO_2 15—20 мас. % относительно бедны ураном и торием и могут быть отнесены к гипотетическому члену подгруппы бетафита — титанпирохлору (Попова, Баженова, 1986). По преобладанию урана или тория можно выделить урановый (в копиях 20, 356-II) и ториевый титан-

Химический состав минералов подгруппы бетафита, мас. %

Компонент	1	2	3	4	5	6
Nb ₂ O ₅	40.74	44.18	29.52	41.40	37.57	32.17
Ta ₂ O ₅	2.24	0.90	29.52	Не обн.	1.24	32.17
TiO ₂	12.60	14.38	17.78	15.29	19.01	20.50
CaO	14.09	1.65	13.00	6.04	7.30	2.82
Na ₂ O	1.25	Не обн.	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0.58	—	—	0.33	0.40	—
Fe ₂ O ₃	1.90	—	8.06	3.46	1.66	1.89
SnO ₂	—	0.06	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.
UO ₃	19.95	37.10	18.69	19.95	19.85	20.65
ThO ₂	1.07	—	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Y ₂ O ₃	1.10	0.30	—	2.90	3.67	—
TR ₂ O ₃	1.10	—	—	2.90	3.67	—
H ₂ O ⁺	2.95	—	3.00	7.26	5.76	7.60
H ₂ O ⁻	—	—	3.00	3.29	2.33	5.43
F	0.36	—	—	—	—	—
Сумма	98.83	98.27	90.05	99.92	98.79	91.06
Плотность, г/см ³	—	—	4.60	—	4.08	3.66

Примечание. 1 — бетафит. Ильменские горы, копь 60 (Попова, Баженова, 1986; SiO₂ 0.56 мас. %; F — за вычетом O = F₂); 2 — бетафит, там же, копь 58 (микронид, материал В. О. Полякова, UO₃ пересчитан на UO₃); 3 — бетафит. Вишневые горы, Курочкин Лог (Чесноков, 1964; UO₃ пересчитан на UO₃); 4—6 — то же. Вишневые горы (Есыкова и др., 1964); 4 — из кварц-полсовитчатого пегматита (UO₃ включен в UO₃); 5 — центральная зона кристалла — полсовитчатый пегматит (Mg 0.21, PbO 0.25 мас. %); 6 — то же, периферическая измененная зона кристалла (из микронидов).

пирохлор (копь 22). В единичных анализах титанпирохлора из полевошпатовых и поздних гранитных пегматитов доля неодима в составе РЗЭ примерно в 1.5 раза меньше, чем в бетафитах из тех же копей (Попова, Баженова, 1996).

Два анализа бетафита из опубликованных Б. А. Макаровичем с соавторами (1963б) из копей 28 и 203 выявили высокое содержание воды: H₂O⁺ 5.35 и 8.85; H₂O⁻ 7.10 и 3.67 мас. % соответственно, т. е. относятся к гидратированной разности — гидробетафиту.

В Вишневых горах бетафит найден в 1953 г. Б. В. Чесноковым в нефелин-полевошпатовых пегматитах Курочкина Лога и детально исследован (Чесноков, 1964). Бетафит образует мелкие кристаллы (2—3 мм) в форме тетрагонтриоктаэдра с

**Состав РЗЭ в минералах подгруппы бетафита из Ильменских
и Висневых гор, в процентах от суммы**

Компонент	1	2	3	4
La	4.7	10.0	8.4	10.0
Ce	22.6	35.6	35.7	43.0
Pr	3.9	6.2	4.9	6.7
Nd	17.1	27.1	21.1	19.0
Sm	4.7	5.5	4.3	4.8
Eu				0.3
Gd	7.6	5.7	3.7	4.0
Y				(10)
Tb	29.3	7.3	13.1	0.5
Dy	4.2	2.4	1.9	1.4
Ho	1.2	—	1.5	0.2
Er	2.4	2.1	2.2	0.6
Tm	—	—	1.8	0.05
Yb	2.3	—	0.9	0.25
Содержание TR ₂ O ₃ , мас. %	1.10	0.68	3.06	3.67

Примечание. 1—3 — бетафит, Ильменские горы (Попова, Баженова, 1986); 1 — доминантный гранитный пегматит, конь 60; 2 — подвоинчатый пегматит, конь 203; 3 — послевулканический гранитный пегматит, конь 316; 4 — бетафит, Висневые горы, подвоинчатый пегматит, центральная зона кристалла (Есикова и др., 1964).

небольшими гранями октаэдра в микроклине, нефелине, канкрините, биотите, эгирине, альбите в ассоциации с цеолитами, магнетитом, кальцитом, титанитом, цирконом и апатитом. Цвет кристаллов черный, в порошке бурый, в осколках просвечивает буро-красным цветом. Излом раковистый, блеск смолистый, твердость около 5, плотность — 4.60 г/см³. В шлифе в проходящем свете бурый, изотропный; $n = 2.10$ (измерено в сплавах). В отраженном свете серый со слабым коричневым оттенком, $R \approx 13\%$. В пламени паяльной трубки сильно растрескивается, слабо оплавляється, чернеет и окрашивает пламя в красный цвет (присутствие Са). После прокаливания слабо электромагнитен. При нагревании в закрытой трубке растрескивается, сильно самораскаляется и выделяет воду. С фосфорной солью в восстановительном пламени дает изумрудно-зеленый перл, ярко люминисцирующий зеленым в УФ-лучах (U). Сильно радиоактивен.

В химически анализированном материале Б. В. Чеснокова из Курочкина Лога (см. табл. 107, ан. 3) довольно высоко содержание железа (8.06 мас. % Fe_2O_3 , в то же время примесь магнетита в сколько-нибудь заметных количествах не установлена. Более поздние анализы бетафита из кварц-полевошпатовых и полевошпатовых пегматитов Вишневых гор характеризуются меньшим содержанием Са, Fe и повышенным — воды (см. табл. 107, ан. 4—6; Еськова и др., 1964). Состав РЗЭ в бетафите из полевошпатового пегматита Вишневых гор (см. табл. 108, ан. 4) характеризуется меньшей долей неодима по сравнению с бетафитом из щелочных пегматитов Ильменских гор.

На термограмме бетафита из Курочкина Лога имеется резкий двойной экзотермический пик при 530—600 °С; гидратированный бетафит дает дополнительно четкий эндотермический пик, связанный с потерей кристаллогидратной воды.

Рентгенограмма прокаленного до 800 °С бетафита из Курочкина Лога близка к таковой пирохлора ($a_0 = 10.24 \text{ \AA}$) (Чесноков, 1964); для центральной зоны кристалла бетафита из полевошпатового пегматита (см. табл. 107, ан. 5) величина a_0 после его прокаливания составляет 10.30—10.32 Å (Еськова и др., 1964).

Периферическая зона изменения кристалла, содержащая много воды, — гидробетафит (см. табл. 107, ан. 6) — после прокаливания материала характеризуется появлением на рентгенограмме дополнительных линий (типа “самирезита”).

VI.17. “Самирезит” — $(\text{Ca}, \text{U}, \text{TR})(\text{Nb}, \text{Ti}, \text{Ta})_2(\text{O}, \text{OH}) \cdot n\text{H}_2\text{O}$, гекс. с. (Samiresite)

Под названием “самирезит” известны водные, богатые свинцом бетафиты (Дэна и др., 1951) или свинцовистые уранпирохлоры (решение КНМ ММА 1989 г.), недостаточно исследованные. С. А. Горжевская и Г. А. Сидоренко (1971), изучая псевдоморфозы по первичным тантало-ниобатам и обобщая результаты других исследователей, предложили выделить особый структурный тип самирезита с гексагональной симметрией структуры с $a_0 = 6.341\text{—}6.432$ и $c_0 = 3.995\text{—}4.075 \text{ \AA}$ после прокаливания метамиктных продуктов изменения бетафитов при 300—500 °С; ими же к самирезитам отнесены анализы ильменогорских и вишневогорских минералов группы пирохлора — в Ильменских горах уранпирохлор из копи 58 и гидратированные

бетафиты из копей 28 и 203, в Вишневых горах — бетафит (см. табл. 107, ан. 5—6).

Из числа этих минералов только один — измененный бетафит из Вишневых гор — после прокаливания дает рентгенограмму типа “самирезита” с характерными интенсивными отражениями 3.96—4.00 и 3.18—3.21 Å. Детально не исследован.

Рентгенограммы типа самирезита дают прокаленные образцы сильно гидратированного бетафита и ампангабеита (продукта изменения самарскита) из копи 256 Ильменских гор (Поляков и др., 1980). На электронно-микроскопических снимках реплик, исследованных В. А. Котляровым, выявлены включения в виде гексагональных пластинок. Микродифракционные картины с базисной плоскости этих пластинок имеют гексагональную симметрию с $a_0 = 6.1 \text{ Å}$, что близко к a_0 самирезита.

Возможно, эти гексагональные пластинки являются зародышами самирезитовой фазы, но состав их и другие свойства не исследованы. Возможно также, что гидромикролит из Светлинского месторождения по содержанию воды мог быть отнесен к группе самирезита, но данных тоже недостаточно. Рентгенограмма же непрокаленного гидромикролита в целом соответствует микролиту.

VI. 18. BaNb_2O_6 — ?

Фаза такого состава отмечена в виде микроучастков при микронном анализе бариопирохлора из Сибирки (Еськова, 1976). Детально его свойства до настоящего времени не изучены.

VI.19. Франконит — $(\text{Na}, \text{Ca})_2(\text{Nb}, \text{Ti})_4\text{O}_{11} \cdot n\text{H}_2\text{O}$, мон. с. (Franconite)

Минерал установлен С. Н. Никандровым (1987, 1988) в северной части Вишневогорского щелочного комплекса, в зоне эндоконтакта Центрального щелочного массива на его северном замыкании. На Урале открыт в 1986 г. при изучении поздних минерализаций щелочного комплекса в образцах керна скважин и в штуфных образцах из подземных горных выработок на глубине 350—450 м от поверхности.

Известны три формы выделений франконита (Никандров, 1987). Первая — мелкие округлые скопления тончайших волосо-



Рис. 46. Белые радиально-лучистые сферолиты франконита на хлорите.
Увел. 20

видных индивидов в виде “комочков”, цвет скоплений снежно-белый с шелковистым отливом, очень похожи на белый каракуль, иногда располагаются внутри полых футляровидных кристаллов магнийсодержащего сидерита. Размер скоплений до 2 мм. Вторая — голубоватые радиально-лучистые плотные скопления игольчатых индивидов в интерстициях между индивидами микроклин-пертита. Размер скоплений до 2 мм. Третья — сферолиты радиально-лучистого строения в полостях, состоящие из тонких вытянутых мечевидных пластинок. Цвет сферолитов белый, но индивиды бесцветны, размер сферолитов до 2 мм (рис. 46).

Развивается франконит в узких щелевидных полостях, трещинах, на стенках которых расположены друзовые агрегаты и отдельные кристаллы ряда минералов (от ранних к поздним): мусковит, альбит, микроклин, ильменорутил, бербанкит, хлорит, доннейит, кальцийсодержащий стронцианит, стронцианит, анкерит, анкилит, магнийсодержащий сидерит, кальцит. Франконит — один из самых поздних минералов. В некоторых полостях он нарастает на натролит. Бесцветный, имеет сильный алмазный блеск, в индивидах отмечается цветовая игра — в минерале высокая дисперсия света. Оптические константы определялись в иммерсионных препаратах. Погасание близко к прямому, оптически двусный отрицательный, $2V$ — малый по характеру изогир. N_m ориентирована вдоль удлинения пластинок, N_z перпенди-

Таблица 109

Химический состав франконита, мас. %

Компонент	Винные горы				(Jambor et al., 1984)
	1	2	3	Среднее	
Na ₂ O	9.7	9.6	8.4	9.2	7.62
CaO	0.5	0.4	0.3	0.4	1.05
SrO	—	—	—	—	0.10
TiO ₂	0.3	0.3	0.3	0.3	1.10
Nb ₂ O ₅	75.9	73.6	79.0	76.2	76.88
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	0.15
SiO ₂	—	—	—	—	0.57
П.п.п.	13.8	13.8	13.8	13.8	12.48
Сумма	100.02	97.7	101.8	99.9	99.85

Примечание. Аналитик Б. Л. Вигоров. Потеря массы при прокаливании определена А. С. Танцисым термическим методом по фрагменту сферолита.

Таблица 110

Расчет рентгенограмм франконита

Винные горы		(Jambor et al., 1984)		
1	d, Å	1	d, Å	hkl
10	11.00	10	11.00	200
2	6.16	4	6.06	101
7	5.57	7	5.55	400
—	—	1/2	5.09	410
8	4.90	3	4.92	30 $\bar{1}$
7	4.74	6	4.73	301
—	—	1/2	4.53	021
6	4.23	5	4.21	130
—	—	1/2	4.08	401
2	3.89	1	3.90	32 $\bar{1}$
—	—	2	3.82	321
—	—	1/2	3.71	300, 50 $\bar{1}$
4	3.58	1	3.58	501
3	3.45	1/2	3.43	511
10	3.21	5	3.21	040
—	—	6	3.18	002
10	3.13	4	3.12	521
—	—	4	3.09	20 $\bar{2}$
—	—	1	3.025	202
2	2.96	1	2.952	340
—	—	1/2	2.89	31 $\bar{2}$
2	2.853	1	2.839	141

Внешние горы		(Jambor et al., 1984)		
l	d, Å	l	d, Å	hkl
—	—	1	2.776	800
—	—	1/2	2.690	34 $\bar{1}$, 32 $\bar{2}$
5	2.631	5	2.626	32 $\bar{2}$
3	2.564	2	2.565	44 $\bar{1}$
—	—	1/2	2.503	250, 232
—	—	1/2	2.430	350, 54 $\bar{1}$
—	—	1/2	2.322	251
—	—	1/2	2.297	62 $\bar{2}$
1	2.262	—	—	042, 351
—	—	2	2.258	740
—	—	1/2	2.220	10.0.0.622
—	—	2	2.187	10.1.0
2	2.198	—	—	242
—	—	1/2	2.143	060
2	2.108	3	2.099	10.2.0.260
—	—	1/2	2.075	113, 442
—	—	1/2	2.052	802
4	2.014	2	2.017	65 $\bar{1}$, 303
3	1.998	1	1.993	261, 052
3	1.952	1/2	1.955	361
—	—	1	1.942	—
—	—	1/2	1.922	—
—	—	1/2	1.883	—
3	1.864	2	1.857	452
—	—	1/2	1.834	—
2	1.808	1	1.806	603
—	—	1/2	1.772	—
—	—	1/2	1.755	—
4	1.726	2	1.724	533
—	—	1	1.701	—
1	1.670	1/2ш	1.671	443
1	1.628	1/2ш	1.626	153
—	—	1	1.587	—
5ш	1.582	1	1.578	104
—	—	1/2	1.557	—
2	1.531	1/2	1.530	314
3	1.499	1	1.500	324
—	—	1/2	1.474	—
2	1.442	1	1.441	—
2	1.420	1	1.418	—

Примечание. Условия съемки: FeK α -излучение; камера РКД 57.3; поправки по внутреннему стандарту — германию; оценка интенсивности линий визуальная. Аналитик С. Г. Сусанов.

кулярна плоскости пластинок, N_p лежит в плоскости пластинок, но перпендикулярна удлинению. Показатель преломления n близок к 1.80. Химический состав минерала определен на микроанализаторе JXA-5 (табл. 109). Пересчет по средним содержаниям при расчете на 11 атомов кислорода в ячейке дает формулу: $(Na_{2.03}Ca_{0.09})_{2.12}(Nb_{3.92}Ti_{0.10})_{4.02}O_{11} \cdot 9.6H_2O$.

Порошкограммы франконитов из Канады и Вишневых гор приведены в табл. 110. Параметры элементарной ячейки, Å: $a_0 = 22.16(2)$; $b = 12.86(3)$; $c_0 = 6.36(4)$; $\beta = 92.30$. Расчетная плотность вишневогорского франконита (принято $Z = 4$) составляет 2.84 г/см³.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абрамович Ю. А. О химическом составе карбонатов Сарановского месторождения на Урале // Уч. зап. Пермского ун-та. 1961. Т. 18. Вып. 2. С. 87—90.
- Аносов П. П. Об уральском корунде // Горный журн. 1829. Кн. 1. С. 131.
- Аносов Ф. Я. Краткий отчет об исследовании корундовых месторождений Миасской дачи // Тр. геол. и минерал. музея АН, 1917—1918. 1922. Т. 3. Вып. 4. С. 153—165.
- Апельцин Ф. Р., Скоробогатова Н. В., Якушин Л. В. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометальной металлогенической специализации // Тр. ВИМС. 1967. Вып. 16.
- Арцруни А. Е. Минералы, встреченные в одном из уральских месторождений хромистого железняка // Горный журн. 1883. Ч. 4. С. 269.
- Арцруни А. Е. Протоколы заседаний // Зап. минерал. о-ва. 1887. Ч. 23.
- Аршинов В. В., Меренков Б. П. Красноуральское месторождение хризотил-асбеста (Ср. Урал) // Тр. Ин-та прикл. минералогии. 1931. Вып. 45. С. 27.
- Аршинов В. В., Уральский Б. П., Бочаров Л. П. Сысертское месторождение антофиллит-асбеста // Тр. ВИМС. 1937. Вып. 125. С. 89—92.
- Баженов А. Г. О ганите из амазонитсодержащих пегматитов Ильменского заповедника // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. 1965. Вып. 70. С. 257—259.
- Баженов А. Г., Иванов Б. Н., Кутелова Л. А. О гранат- и корундсодержащих сланцах Ильменских гор // Щелочные породы и гранитоиды Южного Урала. Свердловск, 1979. С. 31—42.
- Барбот-де-Марни Н. П. О новом месторождении циркона, танталита и корунда // Горный журн. 1828. Т. 3. С. 171—172.
- Барсанов Г. П. Фергусонит с Адуйской группы копей на Урале // Докл. АН СССР. 1945. Т. 47, № 6. С. 443—446.
- Белковский А. И. Барийсодержащий мусковит из жил альпийского типа // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. 1970. Вып. 80. С. 76—81.
- Белковский А. И. Рутилы кварцевых и мусковит-кварцевых метасоматитов // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. 1976. Вып. 115. С. 62—65.
- Белковский А. И. Общие закономерности образования метаморфогенных месторождений титана в эклогит-сланцевых и эклогит-глаукофановых комплексах // Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата, 1981. С. 61—62.
- Белковский А. И. Эволюция состава гранатов эклогит-сланцевых и эклогит-сланцево-мigmatитовых комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986.
- Белковский А. И., Доктина И. Н. Генетические типы железорудных месторождений уфалейского эклогит-гнейсо-сланцевого комплекса // Геология, тектонический режим и металлогения метаморфизма. Свердловск, 1977. С. 110—112.

Белковский А. И., Локтина И. Н. "Железистые кварциты" уфалейского метаморфического комплекса // Вулканизм, метаморфизм и железистые кварциты обрамления тараташского комплекса. Свердловск, 1978а. С. 68—69.

Белковский А. И., Локтина И. Н. Грюнерит из кварцевых гранатитов Среднего Урала // Тр. Ильменск. гос. заповедника. 1978б. Вып. 16. С. 103—106.

Белковский А. И., Локтина И. Н. Особенности химического состава акцессорного рутила из пород эклогит-сланцевых комплексов СССР // Акцессорные минералы докембрия. М.: Наука, 1986. С. 198—202.

Белковский А. И., Соколов Ю. А. Эндогенные изменения сфена в кварцевых жилах восточной контактовой зоны Уфалейского гранито-гнейсового массива // Онтогенетические методы изучения минералов. М.: Наука, 1970. С. 183—187.

Белянкин Д. С. О кыштымитах // Изв. С.-Петербург. Политехн. ин-та. 1910. Т. 13. Вып. 1.

Белянкин Д. С. Петрографическая карта Ильменских гор // Тр. Радевой экспедиции АН. СПб., 1915. № 3. С. 1—58.

Белянкин Д. С., Лапин В. В., Шумило И. М. Новые данные по оптике и химии корундов // Докл. АН СССР. 1941. Т. 30. № 3. С. 733—736.

Бенеславский С. И. Минералогия бокситов. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Бетехтин А. Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1935.

Бетехтин А. Г. Южноуральские марганцевые меторождения как сырьевая база Магнитогорского комбината // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1940а. Сер. рудн. месторождений. Вып. 30, № 4.

Бетехтин А. Г. Халиловские месторождения хромистого железняка на Южном Урале // Хромиты СССР. 1940б. Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР. С. 285—340.

Бетехтин А. Г. Минералогия. М., 1950.

Бетехтин А. Г. Коренные месторождения платины на Урале // Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР. 1954. Т. 2. С. 29—45.

Бонштедт Э. М. Перовскит // Минералогия Союза. 1935. Вып. 5. Сер. А. М.: Изд-во АН СССР. С. 34.

Бонштедт — Куплетская Э. М. О гидратах глинозема из нефелиновых пегматитов Вишневых гор // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1947. Ч. 76, № 4. С. 239.

Бонштедт — Куплетская Э. М. Минералогия щелочных пегматитов Вишневых гор. М.: Изд-во АН СССР. 1951.

Бонштедт — Куплетская Э. М. Об ильмените из некоторых месторождений Советского Союза // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1952. Вып. 4.

Бонштедт — Куплетская Э. М., Бурова Т. А. Феррсит — новый кальциевый ниобат из пегматитов Вишневых гор // Докл. АН СССР. 1946. Т. 52, № 1. С. 69—72.

Бонштедт — Куплетская Э. М., Влодавец Н. И. Бемит из нефелиновых пегматитов Вишневых гор на Среднем Урале // Там же. 1945. Т. 49, № 8. С. 611.

Борисенко Л. Ф. Редкие и малые элементы в гипербазитах Урала. М.: Наука, 1966.

Борисенко Л. Ф., Максимова Н. В., Казакова М. Е. Скандиевый иксолиит — новая разновидность тантало-ниобатов состава $(\text{A,B})_2\text{O}_6$ // Докл. АН СССР. 1969. Сер. геол. Т. 189, № 3. С. 619—622.

Брусницын А. И. Минералогия и условия образования родонитовых пород (орлеца) Среднего Урала // Материалы летней Уральской минералогической школы. Екатеринбург, 1995. С. 54—56.

Брусницын А. И., Нестеров А. Р., Чуканов Н. В. Новые данные о галаксите // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1995. Вып. 2. С. 65—69.

Буканов В. В. Горный хрусталь Приполярного Урала. Л.: Наука, 1974.

Бурлаков Е. В. Минералогия кварцево-жильных месторождений и минералогико-геохимические признаки рудоконтролирующих разрывов: Автореф. ... канд. дис. Сыктывкар, 1989.

Варлаков А. С. Метаморфизм в связи с диабазами в районе Бакальского рудного поля. М.: Недра, 1967.

Варлаков А. С. О серпентинизации дунитов // Петрография ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск. 1978а. С. 22—40.

Варлаков А. С. Петрография, петрохимия и геохимия гипербазитов Оренбургского Урала. М.: Наука, 1978б.

Вейц И. И. О месторождении и добыче на Урале изумруда, фенакита, хризоберилла и других находящихся с ним ископаемых // Изумрудные копи на Урале. М., 1923.

Вернадский В. И., Ферсман А. Е. Об иксолите из Ильменских гор // Изв. РАН. 1910. 6 серия, № 6. С. 511—516.

Вертушков Г. Н. Месторождения адуляра на Урале // Тр. Свердл. Горн. ин-та. 1937. Вып. 3. С. 3—11.

Вертушков Г. Н. Андалузит, силлиманит, кианит и корунд из кварцевых жил Южного Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1948а. Ч. 77. Вып. 2. С. 142—146.

Вертушков Г. Н. Рутил с речки Сухой Сугомак из окрестностей г. Кыштыма // Там же. 1948б. Ч. 78. Вып. 1. С. 16—22.

Вертушков Г. Н. Брукит из Нейво-Рудянки // Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР. 1948в. С. 58—60.

Вертушков Г. Н. Пегматиты Мурзинско-Адуйского района // Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954. Т. 1. С. 116—135.

Вертушков Г. Н. Ильменит-магнетитовые руды из доломитовой жилы на Урале // Тр. Свердл. горн. ин-та. 1956. Вып. 26. С. 98—104.

Вертушков Г. Н. Рутилсодержащие амфиболиты и эклогиты Урала // Разведка и охрана недр. 1957. № 8. С. 1—6.

Вертушков Г. Н. Гидраргиллит из Елизаветинского месторождения железистых руд на Урале // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1960а. Вып. 5. С. 570—572.

Вертушков Г. Н. Жилы альпийского типа // Материалы по разведке полезных ископаемых и геологии Урала. М.: Госгеолтехиздат, 1960б.

Вертушков Г. Н. Таблитчатые кристаллы корунда из полевошпатовых жил ильменогорских щелочных пород Урала // Тр. Свердловского горн. ин-та. 1976. Вып. 124. С. 124—125.

Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якшин В. И. Метаморфизм железо-титановых месторождений Уфалейской группы // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1966. Ч. 95. Вып. 1. С. 22—28.

Витковская И. В., Цепин А. И. Результаты рентгено-спектрального изучения продуктов выветривания серпентинитов // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 121—130.

Власов К. А., Кутукова Е. И. Изумрудные копи. М.: Изд-во АН СССР, 1960.

Волошин А. В., Пахомовский А. Я., Рогачев Д. Л. и др. Гинзбургит — новый калиций-бериллиевый силикат из десилицированных пегматитов // Минерал. журн. 1986. № 4. С. 85—90.

Высоцкий Н. К. Платина и районы ее добычи. Петроград: Изд-во КЕПС РАН, 1923. Ч. 2.

Вялухин Г. И. Минеральные новообразования в мезозое Приполярного Зауралья // Тр. Ин-та геол. УФАИ СССР. 1965. Вып. 70. С. 291—296.

Гаврусевич Б. А. Об окраске некоторых уральских корундов // Докл. АН СССР. 1941. Т. 31, № 7. С. 686—688.

Гаранин А. М., Зильберман А. М., Кудрявцева Г. П. и др. О составе ильменита в щелочно-ультраосновных вулканических брекчиях западного склона Урала // Докл. АН СССР. 1979. Т. 248. № 4. С. 923—925.

Геннин В. И. Натураллии и минераллии в Сибирских горных и заводских дисстриктах, а также через его о вновь строенных и старых исправленных горных и заводских строениях и прочих курьезных вещах абрисы // Горный журн. 1828. Т. 3. Кн. 7. С. 107—112.

Геннин В. И. Описание Уральских и Сибирских заводов, 1735 г. М., 1937.

Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала // Тр. Ин-та геол. наук. 1947. Вып. 81. С. 135.

Гинзбург И. И., Рукавишникова И. А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951.

Гладковский А. К., Шарова А. К. Магнетит и маггемит в меловых осадочных бокситах западно-сибирских месторождений // Вопросы геологии Азии. М., 1955. Т. 2. С. 239—244.

Гладковский А. К., Шарова А. К. О минералах, образующихся при выветривании бокситов // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1960. № 7. С. 130—134.

Голдин Б. А., Маркова Г. А. Некоторые данные о фергусоните из гранитоидов Приполярного Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1963. Ч. 92. Вып. 3. С. 353—354.

Гофман, Гельмерсен. Описание Южного Урала // Горный журн. 1835. № 12. С. 398—402.

Грабежев А. И., Чашухина В. А., Пугин В. А., Махлаова Л. В. Экзоконтактные слюдиты одного из гранитных массивов // Ежегодник-1986 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1987. С. 123—125.

Григорьев Д. П. Закономерные сростания самарскита и колумбита с Ильменских гор // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1945. Ч. 74. Вып. 1. С. 57—61.

Григорьев Н. А., Поташко К. А., Чистяков Н. Е. и др. Танталоколумбит в коре выветривания гранитных пегматитов // Ежегодник-1971 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1972. С. 87—88.

Грум — Гржимайло С. В. Об александритовой окраске кристаллов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1946. Вып. 4. С. 253—257.

Гуткин Г. С. Гибсит в девонских бокситах Северного Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1961. Ч. 90. Вып. 6. С. 743—749.

Гуткин Г. С. Геология и геохимия девонских бокситов Северного Урала. М.: Недра, 1978.

Доминиковский Г. Г. О корунде и корундсодержащих породах Ильменских гор // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск. 1968. С. 101—106.

Евреинов. О драгоценных камнях вообще и особенно находящихся в России // Горный журн. 1830. Кн. 7. С. 1—8.

Евреинов. Разложение гидраргиллита, нового минерала // Горный журн. 1843. Ч. 2. Кн. 4.

Егоров К. Ф. О добыче лейхтенбергитов в копи на горе Шишим // Геологич. музей Российск. императ. Академии наук за 1905 г. С. 246.

Еремеев П. В. Рутил из окрестностей Верх-Исетского завода на Урале // Горный журн. 1863. Ч. 4. Кн. 2. С. 201—207.

Еремеев П. В. Замечательные экземпляры ильменорутила, титанитового железняка и шпинели из Уральских гор // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1869. Сер. 2. Ч. 4. С. 201—207.

Еремеев П. В. Об ильменорутилах и топазах из Ильменских гор // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1871. Сер. 2. Ч. 6. С. 376—377.

Еремеев П. В. О кристаллах ильменорутила из окрестностей Вишнего озера в Ильменских горах на Урале // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1878. Сер. 2. Ч. 13. С. 405, 409—420.

Еремеев П. В. О кристаллах ильменорутила // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1879а. Сер. 2. С. 218.

Еремеев П. В. О некоторых новых кристаллических формах в ильменорутиле // Горный журн. 1879б. Т. 3. Вып. 7. С. 97—108.

Еремеев П. В. О двойниках корунда // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1879в. Сер. 2. Ч. 14. С. 227—228.

Еремеев П. В. О двойниках ильменорутила и корунда // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1880. Ч. 15. С. 160.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1881а. Ч. 16. С. 310—312.

Еремеев П. В. Псевдоморфические кристаллы арагонита и железной окиси из русских месторождений // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1882. Ч. 17.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1887а. Ч. 23. С. 327—328.

Еремеев П. В. Описание некоторых минералов из золотоносных россыпей Оренбургского казачьего войска // Горный журн. 1887б. Ч. 3. С. 263—309.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1892а. Ч. 29.

Еремеев П. В. Сообщение о псевдоморфозах по кристаллической форме перовскита // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1892б. Ч. 29. С. 248.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1894а. Ч. 31. С. 398—400.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1894б. Ч. 31. С. 389—391.

Еремеев П. В. О псевдоморфозах некоторых окисленных и сернистых медных руд из русских месторождений // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1894в. Ч. 31. С. 398—400.

Еремеев П. В. Протоколы заседаний // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1895а. Ч. 33. С. 26—29.

Еремеев П. В. Ильменорутит из Лобачевской копи в Ильменских горах на Урале // Изв. АН. 1895б. 3. Вып. 2. С. 117—125.

Еремеев П. В. Кристаллы корунда // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1896. Ч. 34. Вып. 2.

Еськова Е. М. Щелочные редкометалльные метасоматиты Урала. М.: Наука, 1976.

Еськова Е. М., Жабин А. Г., Мухитдинов Г. Н. Минералогия и геохимия редких элементов Вишневых гор. М.: Наука, 1964.

Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив // Мат-лы по геол. и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. 1967.

Жабин А. Г., Александров В. Б., Бурова Т. А. Новые данные о ферсмитите // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1961. Ч. 90. Вып. 3. С. 270—280.

Жабин А. Г., Воронков А. А., Казакова М. Е., Халезова Е. Б. Новые данные об акцессорном давидите из Вишневых гор на Урале и о так называемых уфертите и ферумите // Тр. ИМГРЭ. 1963. Вып. 15. С. 110—120.

Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Шумяцкая Н. Г., Черепивская Г. Е. Гранат и колумбит из копи 326 Ильменских гор // Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск. 1981.

Жданов В. Ф., Поляков В. О., Нишанбаев Т. П. Минералогия жилы корундового пегматита копи 298 Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. Вып. 21. С. 92—97.

Жирнова Н. А. О составе рутила из окрестностей д. Косой Брод // Тр. Всесоюз. Ин-та керамики. 1934. Вып. 43. С. 22—23.

Заварицкий А. Н. Краткий отчет о трех месторождениях корунда и кыштымита // Изв. геол. комитета. 1917. Т. 36. С. 359—363.

Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале // Материалы по общей и прикладной минералогии. 1928. Вып. 108. С. 56.

Заварицкий А. Н. Геологический и петрографический очерк Ильменского минералогического заповедника и его копей. М.: Изд-во Главн. управл. заповедн., 1939.

Заварицкий А. Н. Изверженные горные породы. М., АН СССР. 1955.

Зайцев. Геологические исследования в Николае-Павдинском округе и прилежащих местностях Центрального Урала // Тр. Геол. Комитета. 1892. Т. 13, № 1.

Зимин И. А. Хромамезит из Сарановского хромитового месторождения // Тр. Урал. НИИ геологоразв., исслед. минерал. сырья. Свердловск, 1939. Т. 68. Вып. 2.

Зимин И. А. Сарановское хромоворудное месторождение // Минералогия Урала. 1954. Т. 1.

Иванов О. К. Минеральные ассоциации Саранского хромитового месторождения. Екатеринбург. 1997а. 124 с.

Иванов О. К. Колинцит из Нижнетагильского дунитового массива (первая находка в СССР) // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1984. С. 75—78.

Иванов О. К., Гурков И. А. К минералогии пегматитов Мокруши. Средний Урал // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР. 1986. С. 94—96.

Иванов О. К. Жильная гидротермальная минерализация в серпентинизированных дунитах Нижнетагильского массива // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск: УрО АН СССР. 1988. С. 112—120.

Иванов О. К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Уральский ун-т. 1997. 487 с.

Иванов О. К. Расслоенные хромитоносные ультрамафиты Урала. М.: Наука, 1990.

Иванов О. К., Айзикович А. Н. Манассеит из Кусинского месторождения // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109. Вып. 4. С. 479—483.

Иванов О. К., Шилова Т. А. Ферробрусит из Нижнетагильского дунитового массива (Урал) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1980. Ч. 109. Вып. 6. С. 709—713.

Игнатьев Н. А. Исследование брусита и гидромагнезита из Саткинской дачи на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1926. Сер. А. С. 132—135.

Икорникова Н. Ю. Морфология брукита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1948а. Ч. 71. Вып. 4. С. 258—266.

Икорникова Н. Ю. Примеси в бруките // Докл. АН СССР. 1948б. Т. 59, № 9. С. 1627—1630.

Икорникова Н. Ю. Окраска брукита // ДАН СССР. 1948в. Т. 59, № 8. С. 1481—1484.

Исмагилов М. И., Исмагилова М. З. Об условиях формирования руд Весеннего месторождения // Геология и условия образования месторождений меди на Южном Урале. Уфа. 1975. С. 47—63.

Казак А. П. Петрографические особенности метаморфогенных рутитоносных пород на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. Т. 3. С. 265—278.

Казак А. П. Элементы-примеси в рутиле // Геохимия. 1969. № 12. С. 1481—1489.

Карпинский А. П. Восточный склон Урала и его минеральные богатства // Вестн. золотопромышлен. и горн. дела. 1898, № 7. С. 323—369.

Карпов. Описание алмазных приисков гр. Полье. // Горный журн. 1831. Т. 2. Кн. 4. С. 44.

Карпова О. В. Титаномagnetитовые руды Южного Урала. М.: Наука. 1974.

Кашин С. А. Метаморфизм хромшпинелидов в хромитовых месторождениях Верблюжьих гор (на Южном Урале) // Хромиты СССР. М.: Из-во АН СССР, 1937. Т. 1. С. 251—338.

Кеммерер А. О местонахождении диаспора // Горный журн. 1828. Кн. 9. С. 172—180.

Кириченко Г. И. Метаморфическая толща Южной оконечности Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1936. Ч. 65. Вып. 2. С. 361—378.

Киселев А. И. Бруньятеллит // Зап. Ленинград. горн. ин-та. 1938. Вып. 1.

Кисин А. Ю. Корунд в мраморах Кочкарского метаморфического комплекса // Геология метаморфических комплексов. Свердловск, 1985. Вып. 11. С. 106—112.

Кисин А. Ю. Месторождения рубинов в мраморах (на примере Урала). Свердловск. 1991.

Кисин А. Ю., Таланцев А. С. Хризоберилл во флюорит-кальцитовом прожилке из толщи мраморов Кочкарского района (Южный Урал) // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1988. С. 18—21.

Китаев А. Г. Месторождение титанового железняка в районе г. Похматой на Южном Урале // Уральский техник. 1929. 5(17), № 1. С. 3—16; № 2. С. 79—100.

Клементьева Л. В. О находке бромеллита // Докл. АН СССР. 1969. Т. 188, № 5. С. 1134—1136.

Клер М. О. Месторождение корунда на земле прихода Свято-Троицкой единоверческой церкви Кыштымского завода Екатеринбургского уезда // Уральский техник. 1917а. № 1—6. С. 1—3.

Клер М. О. Месторождение корунда в 269 квартале Нижне-Исетской дачи // Уральский техник. 1917б. № 1—6. С. 7—10.

Клер М. О. Урал — источник титановой руды // Уральский техник. 1926. № 2. С. 82—88.

Козакова В. А. К минералогии элеолит-полевощпатовых пегматитов Ильменских гор // Тр. Ильменск. заповед. 1936. Вып. 5.

Кокшаров Н. И. О новой кристаллизации перовскита // Горн. журн. 1844. Т. 4. С. 110—111.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России // СПб., 1851—1855. Т. 1.

Кокшаров Н. И. Железный блеск в кристаллах // Горн. журн. 1853а. Ч. 1. Кн. 1.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России // Горн. журн. 1853б. Ч. 1. Кн. 3.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России // Горн. журн. 1853в. Ч. 1. Кн. 3. С. 321—335.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России // Горн. журн. 1854. Ч. 1. Кн. 2. С. 142.

Кокшаров Н. И. Материалы для минералогии России // Горн. журн. 1862. Кн. 2.

Колесник Ю. Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука. 1976.

Колесник Ю. Н., Гулецкая Э. С. Парагенетические типы корундов // Геология и геофизика. 1968. № 2. С. 128—132.

Колесник Ю. Н., Корольюк А. Н., Лаврентьев Ю. Г. Шпинели и рудные минералы Борзовского месторождения корундовых плагиооклазов // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1974. Ч. 103. Вып. 3. С. 373—378.

Комков А. И. О фергусоните // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1957. Ч. 86. Вып. 4. С. 423—444.

Коптев — Дворников В. С. Изучение корундовых месторождений Урала в 1926 г. (предварительный отчет) // Минерал. сырье. 1927. № 12. С. 781—787.

Коптевы — Дворниковы Е. и С. Некоторые новые данные о корундах Урала // Минеральное сырье и цветные металлы. 1929. 4, № 1. С. 85—89.

Коптев — Дворников В. С., Кузнецов Е. А. Борзовское месторождение корунда (петрологическое исследование) Тр. ин-та прикл. минерал. 1931. Вып. 47.

Копченова Е. В., Карюкина В. Н. К методике выделения тонкодисперсных минералов из бокситов Каменского района // Сов. геол. 1948. С. 128—134.

Кравченко Г. Т. К изучению диаспора из турмалин-корундовых месторождений 269-го квартала Нижне-Тагильской дачи // Тр. Ломоносовского ин-та. М., 1937. Вып. 10. С. 73.

Красина А. С. О шпинели из пород горы Савелькуль в Ильменском заповеднике // Материалы к минералогии Урала. Свердловск, 1965. Вып. 13. С. 131—132.

Кротов Б. П. Петрографические исследования южной части Миасской дачи // Тр. Об-ва естествоиспытателей Казанск. ун-та. 1915. Т. 47. Вып. 1. С. 1—402.

Куземкина Е. Н. О некоторых вторичных процессах в мезозойских бокситах северо-западного Тургая // Кора выветривания. М.: Наука, 1962. Вып. 4. С. 195—209.

Кузнецов Е. А., Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. Л.: ОНТИ, 1936.

Кузнецова В. Н., Артемов В. Р. Прочие минералы // Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра. 1967. С. 400—403.

Куликова Г. Н., Цехвальская О. И., Шитов В. А. Нордстрандит — первая находка в СССР // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217, № 1. С. 190—193.

Кураев Н. И. Рutil в Кыштымской даче // Горный журн. 1931. № 2. С. 42—50.

Курнаков Н. С., Черных В. В. Физико-химические исследования гидроталькита и пироaurита // Зап. Минерал. о-ва. 1926а. Ч. 55. Вып. 1. С. 118—128.

Курнаков Н. С., Черных В. В. Физико-химические исследования брусита и немалита // Минерал. сырье. 1926б. № 5.

Лабунцов А. Н. О некоторых новых минералах из Ильменского заповедника // Тр. Минер. музея АН СССР. 1950. Вып. 2. С. 134—135.

Латыш И. К. Герцинит в титаномagnetитах Копанского месторождения // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. 1965. Вып. 70. С. 63—64.

Левандо Е. П. К минералогии диаспоровых бокситов // Литологический сборник. М.-Л., 1940. С. 186—192.

Леванов А. А. Акцессорный хризоберилл из гранитных пегматитов Ильменских гор // Тез. II регион. совещан. по минерал. Урала. Свердловск, 1990. С. 129—130.

Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских-Вишневых гор. М.: Наука, 1974.

Левин В. Я. Проблемы интрузивного щелочного магматизма Урала // Вопросы геологической корреляции и интрузивного магматизма Урала. М., 1983. С. 100—110.

Левин В. Я., Коротеев В. А., Звонарева Г. К. Корундовые сиениты копи "Юбилейной" // Тр. Ильменск. гос. заповедн. Свердловск, 1975. Вып. 13. С. 44—49.

Левин В. Я., Левина И. А., Глебова З. М., Должанская Т. Ю. Минералогия карбонатитов Булдымского массива Вишневых гор // Минералы месторождений Урала. Свердловск, 1987. С. 117—123.

Левинсон — Лессинг Ф. Ю. Геологический очерк Южно-Зазерской дачи и Денежкина Камня. Тарту, 1900.

Леш А. А. Брусит из Николае-Максимилиановской копи на Урале // Зап. Императ. минерал. о-ва. 1885. Ч. 20.

Лисенко И. Р. Геогностические наблюдения в округе Златоустовских заводов и в местах, прилежащих к оным // Горн. журн. 1834. Ч. 1. Кн. 1. С. 1—24; Кн. 2. С. 148—188.

Лисенко И. Р. Геогностическое описание четвертого участка округа Златоустовского завода // Горный журн. 1835. Т. 3. Кн. 9. С. 423.

Логинов В. П. Алюмосилициты Кабанского колчеданного месторождения // Тр. Ин-та геол. наук АН СССР. 1951. Вып. 134.

Логинов В. П., Павлов Н. В., Соколов Г. А. Хромитовосность Кемпирсайского массива на Южном Урале // Хромиты СССР. 1940. Т. 2. С. 140.

Луканина М. И. Минералогический состав руд Соколовского и Одинского месторождений Каменского района // Мат-лы по геологии, петрографии, минералогии и геохимии рудных месторождений. М.: АН СССР, 1950. С. 311—348.

Лукьянова Л. И., Смирнов Ю. Д., Зильберман А. М. и др. О находках алмазов в пикритах Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1978. Ч. 107. Вып. 5. С. 580—585.

Лутц Б. Г., Минеев Д. А. Парагенетический анализ, геохимия и минералогия метаморфических пород Уфалейского массива на Урале // Редкие элементы в породах различных метаморфических фаций. М.: Наука, 1967. С. 59—104.

Львов Б. К. Петрология, минералогия и геохимия гранитоидов Кочкарского района. Л.: Изд-во ЛГУ, 1965.

Ляхович В. В. Акцессорные минералы в гранитоидах Советского Союза. М.: Наука, 1967.

Мазур Т. А., Ротман Л. Э. Корунд // Минералы Ильменского заповедника. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949. С. 483—496.

Макагонов Е. П. Круговые двойники ильменорутила и касситерита // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 3—10.

Макарошкин Б. А. О некоторых химических особенностях касситерита // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1968. № 1. С. 149—151.

Макарошкин Б. А. Об ишкарванте (первая находка в СССР) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1972. Ч. 51. Вып. 4. С. 474—475.

Макарошкин Б. А. О хлопините из Ильменских гор // Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978а. С. 82—83.

Макарошкин Б. А. О химической природе эшвинита из Ильменских гор // Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978б. С. 84—88.

Макарошкин Б. А. Химический состав акцессорных титано-тантал-ниобатов Ильменских гор. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982.

Макарошкин Б. А., Гонимбесова К. А. О химическом составе пироклаза Ильменских гор // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1961. Вып. 12. С. 226—229.

Макарошкин Б. А., Еськова Е. М., Александров В. Б. О новой редкоземельной разновидности ферсмита // Докл. АН СССР. 1963. Т. 148, № 1. С. 179—182.

Макарошкин Б. А., Еськова Е. М., Гонимбесова К. А. Об иттриевом эшвините из Ильменских гор // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса месторождений редких элементов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 145—150.

Макарошкин Б. А., Минеев Д. А., Александров В. Б. О цериновой разновидности фергусонита // Новые данные о минералах СССР. 1965. Вып. 16. С. 252—258.

Макарович Б. А., Франк-Каменецкий В. А., Гонимесова К. А. О химическом составе и рентгенометрической характеристике кубических минералов структурного типа пирохлора // Геология и геофизика. 1963. № 9. С. 32—51.

Макарович Б. А., Франк-Каменецкий В. А., Гонимесова К. А. О микролите // Геология и геофизика. 1964. № 9. С. 126—131.

Малахов А. Е. Геолого-петрографическое исследование Луковского месторождения хризотил-асбеста на Среднем Урале // Минерал. сырье. 1930. № 3. С. 335.

Малахов И. А., Зильберман А. М., Чернышева Г. М. Изучение состава типоморфных минералов из ультраосновных вулканитов, терригенных толщ и россыпей на западном склоне Среднего Урала // Комплексные исследования алмазов. М., 1980. С. 96—108.

Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Малышев И. И., Пантелеев П. Г., Пэк А. В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. М., 1934.

Мезенцев М. П., Нефедов В. А. Пикроильменит из кимберлитоподобных пород восточного склона Приполярного Урала // Тр. Тюменск. индустр. ин-та. 1970. Ч. 1. Вып. 11. С. 82—86.

Мельников М. П. Ильменские минеральные копи // Горный журн. 1882. № 1. С. 70—151.

Менге И. Н. Геогностические наблюдения в округе Миасского завода и его окрестностей // Горный журн. 1826. Ч. 4. Кн. 10. С. 9—20; 1827. Ч. 4. Кн. 11. С. 42—48.

Менге И. Н. Минералогические наблюдения, сделанные во время путешествия по Уральским горам // Тр. С.-Петербургского минерал. о-ва. 1830. С. 232—271.

Миклашевский П. И. Описание Уральских изумрудных копей и их окрестностей // Горный журн. 1862. Ч. 3. Кн. 7. С. 1—52.

Минеев Д. А., Разенкова Н. И. О зональности кристаллов вишневогорского пирохлора // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1962. Ч. 91. Вып. 1. С. 89—93.

Минералы Ильменского заповедника. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1949.

Минералы (справочник). М.: Наука, 1967. Т. 2. Вып. 3.

Михеев В. И. Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957.

Молдаванцев Е. П. Бокситы Северного Урала и проблема их изучения // Тр. ЦНИГРИ. М., 1934. Вып. 24.

Молева В. А., Мясников В. С. О хегбомите и его разновидности цинкхегбомите // Докл. АН СССР. 1952. Т. 83, № 5. С. 733—735.

Мормиль С. И., Львов Б. К., Петрова Н. И. Тантало-ниобаты гранитных пегматитов Урала // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 99—100.

Морозов Г. С., Постников Д. В. Контактные явления и магматическая дифференциация в интрузиях габбро-диабазов среди додевонских отложений западной Башкирии // Докл. АН СССР. 1962. Т. 147, № 2. С. 445—447.

Мушкетов И. В. Материалы для изучения геогностического строения и рудных богатств Златоустовского горного округа в Южном Урале // Горный журн. 1877. Т. 3. С. 230—282. Т. 4. С. 51—103.

Мясников В. С. Минеральные копи Шишимских и Назымских гор // Минералогия Урала. М.-Л., 1954. Т. 1. С. 250—270.

Мясников В. С. Некоторые особенности титаномagnetитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма // Геология рудных месторождений. 1959. № 2. С. 49—62.

Наковник Н. И. Новое в минералогии боковых пород колчеданных залежей Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 1. С. 60—70.

Недосекова И. Л., Поляков В. О., Баженова Л. Ф. Акцессорные редкометалльные минералы апогипербазитовых фенитов и карбонатитов Будымского массива Вишневых гор // Минералы месторождений Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. С. 117—123.

Недосекова И. Л., Поспелова Л. Н., Поляков В. О. Акцессорный магнезальный колумбит из Будымского массива (Вишневые горы) // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. С. 23—24.

Нефедов Е. И. Новые данные о фергусоните и эвксените // Информ. сб. М., 1956. № 3. С. 82—85.

Никандров С. Н. Новый тип редкометалльной минерализации в Вишневогорском щелочном комплексе // Геология, минералогия и полезные ископаемые Южного Урала. Миасс, 1987. С. 45—49.

Никандров С. Н. Поздняя акцессорная редкометалльная минерализация в Вишневогорском щелочном комплексе // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск: УрО РАН, 1988. С. 60—71.

Никандров С. Н. Астеризм в корундах Ильменских гор // Уральский минералогический сборник № 4. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 81—91.

Никандров С. Н. К морфологии двойниковых и параллельных сростков кристаллов корунда из сениитов и сениит-пегматитов Ильменских гор (Урал, Россия) // Уральский минералогический сборник № 7. Миасс: ИМин УрО РАН, 1997. С. 68—81.

Николаев А. В. Минералы Кыштымской и Каслинской дач // Тр. Геол. Музея АН. 1912. Т. 6. Вып. 7. С. 171—231.

Новгородова М. И., Дмитриева М. Т., Цепин А. И., Веретенников В. М. Зональные хромшпинелиды гидротермально-метасоматического происхождения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 2. С. 86—100.

Об успехах и занятиях разведочных партий, командированных для отыскания золотоносных россыпей и цветных камней в округе Миасского завода за май и июнь 1837 года // Горный журн. 1837. Т. 4. Кн. 2. С. 161—169.

Овчинников Л. Н. Контактково-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1960.

Огородников О. Н., Гладковский А. К. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М.: Наука, 1975.

Огородников О. Н., Демчук И. Г. О применении рентгеноструктурного анализа для выявления морфологической особенности диапора в бокситах // Бокситы и бокситоносные отложения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1981. С. 78—80.

Ожегов П. Контакт гранита с известняками около станции Бердяуш // Прилож. к крат. докл. о-ва естествоиспытателей при Казан. ун-те. 1899. № 175. С. 1—15.

Озеров К. Н. К генезису месторождений корунда и андалузита Семиз-Бугу и вмещающих его кварцитов // Пробл. сов. геол. 1932. № 8.

Озеров К. Н. Месторождения наждака Прииртяшского района Уральской области // Тр. Всесоюз. геол.-разв. объедин. 1933. Вып. 246.

Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И. Хромиты Кемпирсайского плутона. М.: Наука, 1968.

Паллас П. С. Путешествие по разным местам Российского государства по повелению Санкт-Петербургской Императорской Академии наук. СПб, 1786. Ч. 2. Кн. 1.

Панков Ю. Д. Формации метасоматических железистых кварцитов. М.: Наука, 1984.

Пантелеев П. Г. К проблеме тантала и ниобия // Разведка недр. 1936. № 1. С. 14—15.

Пилипенко П. П. Микроструктура железо-титанистых руд некоторых русских месторождений // Минерал. сырье. 1930. № 7—8. С. 982.

Платонов А. Н. Природа окраски минералов. Киев: Наук. думка, 1976.

Платонов А. Н., Таран М. Н., Попов В. А., Попова В. И. Исследование окраски корунда из Ильменских гор // Вопросы петрологии и металлогении Урала. Свердловск, 1981. С. 32—33.

Поляков В. О. Минералогия жилы амазонитового пегматита копи 70 Ильменского заповедника // Проблемы минералогии Урала. Свердловск, 1976. С. 82—96.

Поляков В. О. Минералогия копи 227 Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. С. 57—62.

Поляков В. О. Минералогия занорыша в амазонитовом пегматите копи 235 Ильменского заповедника // Онтогенез пегматитов Урала. Свердловск, 1980а. С. 46—53.

Поляков В. О. Онтогенез кристаллических включений в минералах амазонитовых пегматитов Ильменских гор // Там же, 1980б. С. 61—78.

Поляков В. О. Новые данные о минералах гранитных пегматитов Ильменского заповедника // Минералогические исследования эндогенных месторождений Урала. Свердловск, 1982а. С. 30—36.

Поляков В. О. Минералогия и генезис амазонитовых пегматитов Ильменских гор. Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Новосибирск. 1982б.

Поляков В. О. Минералогия жилы амазонитового пегматита копи 395 Ильменского заповедника // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск, 1983. С. 11—22.

Поляков В. О. Стибиотанталит — первая находка на Урале // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986а. С. 100—102.

Поляков В. О. Поздние минералы амазонитовых пегматитов Ильменских гор // Там же, 1986б. С. 182—184.

Поляков В. О. Рентгеновские исследования колумбитов Ильменских гор // Тез. докл. X Всесоюз. совещан. по рентгенографии минерал. сырья. Тбилиси. 1986в. С. 190—191.

Поляков В. О., Баженов А. Г. О минералах группы давидита в Ильменогорско-Вишневогорском комплексе // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск. 1988. С. 29—32.

Поляков В. О., Баженов А. Г., Петров В. И. Минеральные ассоциации корунда Ильменских гор // Новые данные по минералогии эндогенных месторождений и зон техногенеза Урала. Свердловск, 1991. С. 15—21.

Поляков В. О., Баженова Л. Ф. Акцессорная редкометально-редкоземельная минерализация в апогипербазитовых фенитах и карбонатах Ильменогорско-Вишневогорского комплекса // Минералы и минеральное сырье горно-промышленных районов Урала. Свердловск, 1989. С. 11—19.

Поляков В. О., Баженова Л. Ф., Иванушкин А. Г. Акцессорный редкометальный давидит Ильменских гор // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 102—104.

Поляков В. О., Баженова Л. Ф., Черепивская Г. Е., Лотова Э. В. Новые данные о химическом составе фергусонитов, самарскитов, колумбитов, чевкинитов Ильменских гор // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск, 1988а. С. 22—31.

Поляков В. О., Белогуб Е. В. Псевдоморфные ромбододекаэдры из щелочных пегматитов северной части Ильменских гор // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1988. С. 44—47.

Поляков В. О., Вилисов В. А. Новая находка акцессорного давидита в Ильменских горах // Там же. С. 27—29.

Поляков В. О., Жданов В. Ф., Нишанбаев Т. П. Новые поступления в музей Ильменского заповедника // Минералогические исследования гидротермалитов Урала. Свердловск, 1980. С. 52—58.

Поляков В. О., Корнилов Ю. Б. Новые поступления в музей Ильменского заповедника // Материалы к минералогии Южного Урала. Свердловск, 1978. С. 69—71.

Поляков В. О., Красина А. С. Соотношение тантала и ниобия в ильменорутилах из амазонитовых пегматитов Ильменских гор // Минералы и парагенезисы минералов месторождений Урала. Свердловск, 1983. С. 23—25.

Поляков В. О., Нишанбаев Т. П. Ориентированные сростания фергусонита и колумбита из корундовых сиенит-пегматитов Ильменских гор // Региональная минералогия Урала. Тез. докл. II регион. совещ. "Минералогия Урала" Миасс. Т. 1. Свердловск, 1990. С. 131.

Поляков В. О., Поспелова Л. Н. Акцессорный танталит в пегматитах Ильменских гор // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1988. С. 24—26.

Поляков В. О., Поспелова Л. Н. Состав уральского стибитанталита // Региональная минералогия Урала. Тез. докл. II регион. совещ. "Минералогия Урала", Миасс. Т. 1. Свердловск, 1990а. С. 132.

Поляков В. О., Поспелова Л. Н. Состав минералов иксиолитовой группы из Ильменских гор по данным микроразового изучения // Региональная минералогия Урала. Тез. докл. II регион. совещ. "Минералогия Урала", Миасс. Т. 1. Свердловск, 1990б. С. 132—134.

Поляков В. О., Поспелова Л. Н., Баженова Л. Ф. Плюмбопирохлор из Ильменских гор // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1988б. С. 21—22.

Поляков В. О., Сенин В. Г., Хисина Н. В. Гетеровалентный изоморфизм в минералах-окислах из Ильменских гор // Тез. докл. VI Всесоюз. симпозиума по изоморфизму. М., 1988в. С. 168.

Поляков В. О., Черепивская Г. Е. Иксиолит Ильменских гор // Минерал. журн. 1981. № 1. С. 67—75.

Поляков В. О., Щербакова Е. П. Поздние гранитные пегматиты северной части Ильменских гор // Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск, 1981. С. 11—13.

Попов В. А., Никандров С. Н., Нишанбаев Т. П., Ахлюстин В. Е. О корундовой минерализации Булдымского массива Вишневых гор // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск, 1984. С. 34—36.

Попов В. А., Поляков В. О., Брагин Н. П. Новые поступления в музей Ильменского заповедника // Исследования по минералогии и геохимии Урала. Свердловск, 1978. С. 97—100.

Попов В. А., Попова В. И. К механизму формирования полевошпатовых очков вокруг кристаллов корунда копи "Юбилейная" в Ильменских горах // Материалы к минералогии Урала. Свердловск, 1975. С. 50—57.

Попов Г. Анализ титанистого железняка и его псевдоморфозы из Пракосье-Евгеньевской копи // Горный журн. 1876. Ч. 3. С. 300—313.

Попова В. И. Продукты изменения эцинита из пегматитов Ильменских гор // Материалы по минералогии месторождений Урала. Свердловск, 1984. С. 12—18.

Попова В. И., Баженова Л. Ф. Новые исследования эцинита Ильменских гор // Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск, 1981. С. 18—28.

Попова В. И., Баженова Л. Ф. Новые анализы акцессорных минералов группы пирохлора из пегматитов Ильменских гор // Материалы к топоминералогии Урала. Свердловск, 1986. С. 62—70.

Попова В. И., Губин В. А., Попов В. А., Баженова Л. Ф. К характеристике некоторых акцессорных минералов пегматитов Зенковского и Адуйского гранитных массивов // Материалы к минералогии рудных районов Урала. Свердловск, 1988. С. 67—73.

Попова В. И., Красина А. С. Об изучении акцессорных минералов группы пирохлора в Ильменских горах // Материалы к минералогии Урала (Южный Урал). Свердловск, 1978. С. 72—76.

Попова В. И., Леванов А. А. Онтогенез гранитных пегматитов копей 232 и 255 Ильменского заповедника // Онтогенез пегматитов Урала. Свердловск, 1980. С. 28—45.

Попова В. И., Попов В. А., Поляков В. О., Щербатова Е. П. Пегматиты Ильменских гор. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982.

Попова В. И., Попов В. А. Карбонатная и гидрокарбонатная жильная минерализация в серпентинитах Таловского массива на Южном Урале // Уральский минералогический сборник № 2. Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. С. 168—174.

Порошин Е. Е. Акцессорные шпинелиды геосинклинальных базальтов Тагило-Магнитогорского синклинория // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. С. 69—71.

Портнов А. М., Николаева Л. Е., Столярова Т. И. Новый титановый минерал ландауит // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1966. Т. 166, № 6. С. 1420—1421.

Рассказова А. Д., Ленных В. И., Вализер П. М. Кальцифиллы и мраморы нижних толщ Ильмено-Вишневогорского комплекса // Ежегодник-1985 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С. 68—71.

Рожкова Е. В. Минералогия и условия образования палеозойских бокситов и железо-алюминиевых руд Урала // Бокситы. М., 1938. Т. 3. Вып. 120. С. 47—66.

Рожкова Е. В., Лямина А. И. Бемит из бокситовых месторождений Южного Урала // Сов. геол. 1948, № 29. С. 123—127.

Рожкова Е. В., Соболева М. В. К минералогии палеозойских бокситов // Бокситы. М., 1938. Т. 3. Вып. 120. С. 3—23.

Розе Г. О так называемом ильмените // Горный журн. 1827. Ч. 4, № 10. С. 151—158.

Розе Г. Новые геогностические и минералогические замечания об Ильменских горах // Там же. 1939. Ч. 3. Кн. 10. С. 21—30.

Розе Г. Перовскит — новая минеральная порода // Там же. 1840. Ч. 1. Кн. 3. С. 360.

Розе Г. Описание некоторых вновь открытых на Урале минералов // Там же. С. 359—393.

Розе Г. Состав уранотантала и колумбита из Ильменских гор // Там же. 1847. Ч. 2. Кн. С. 102—122.

Романовский П. О новом месторождении брукита и анатаза // Там же. 1849. Ч. 1. Кн. 2. С. 273—277.

Русаков М. П. Материалы к описанию корундовых месторождений Ильменских гор // Материалы по общей и прикладной геологии. Л., 1927. Вып. 71. С. 1—68.

Рыловникова В. П. Беликовая толща // Железорудные месторождения Алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис. М.-Л.: АН СССР. 1936. Т. II. С. 283—312.

Савельева Г. Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987.

Сапфир в Уральских горах // Горный журн. 1858. Ч. 3. Кн. 8.

Свиридов Д. Т., Свиридова Р. К., Смирнов Ю. Ф. Оптические спектры ионов переходных металлов в кристаллах. М.: Наука, 1976. С. 151—158.

Свяжин Н. В. Кристаллы ильменорутила из Мочалина Лога на Среднем Урале // Тр. Горно-геол. ин-та. Свердловск, 1961. Вып. 56. С. 61—62.

Свяжин Н. В. Кыштымит как разновидность бастнезита // Тр. Ин-та геологии и геохимии. Свердловск, 1965. Вып. 70. С. 249—252.

Свяжин Н. В., Левин В. Я. Нельсонит из района г. Кыштыма на Урале // Там же. С. 91—94.

Севергин В. М. Опыт минералогического землеописания Государства Российского. СПб, 1809. Т. I.

Семенов В. Б. Малахит. Свердловск: Ср.-Уральск. кн. изд-во, 1987. Т. 2.

Симонов А. И. Колумбит // Минералы Ильменского заповедника. М.; Л., 1949а. С. 443—447.

Симонов А. И. Пирофанит // Там же. 1949б. С. 523.

Симонов А. И. Пегматиты южной части Ильменских гор // Минералогия Урала. М., 1954. Т. I. С. 153—185.

Синяковская И. В. Диаспорсодержащие метасоматиты месторождения Куль-Юрт-Тау // Минералогия месторождений Урала. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. С. 144—146.

Скоробогатова Н. В., Сидоренко Г. А., Дорофеева К. А., Столярова Т. И. О плумбопирохлоре // Геология месторождений редких элементов. М., 1966. Вып. 30. С. 84—96.

Скоробогатова Н. В., Гайдукова В. С., Дубакина Л. С. Об однородности плумбопирохлора на микроуровне // Изучение форм нахожде-

ния примесей в минералах современными кристаллохимическими методами. М., 1984. С. 29—37.

Смолин П. П. Бруситовый мрамор Сатки // ИГЕМ, 1957. Вып. 17.

Смольянинов Н. А. Химико-минералогический очерк Журавлинского месторождения // Тр. Ин-та прикл. минерал. М., 1926. Вып. 19. С. 45—92.

Соболев Н. В., Лаврентьев Ю. Г., Усова Л. В. Об элементах-примесях рутилов эклогитов // Геология и геофизика. 1972. № 11. С. 108—112.

Соболева М. В. Минералогия диапор-шамозитовых руд Южного Урала // Бокситы. М., 1938. Т. 3. Вып. 20. С. 35—46.

Соколов Д. О корунде // Указатель открытий по физике, химии, естественной истории и технологии. 1824. Т. 1. № 2. С. 61—67.

Соколов Ю. А. Вещественный состав и метаморфизм железо-титановых руд Куртинского месторождения // Минералогия и петрография Урала. Свердловск, 1972. Вып. 86. С. 17—28.

Соколова М. Ф., Новиков В. М., Берхин С. И., Сивцов В. В. Нордстрандит в коре выветривания габброидов Кемпирсайского массива // Кора выветривания. М.: Наука, 1976. Вып. 15. С. 168—175.

Солнцев В. Н. Природа центров окраски и ЭПР в берилле и хризоберилле // Проблемы теоретической и генетической минералогии. Новосибирск, 1981. Вып. 499. С. 92—133.

Соловьев Ю. С. Зональный корунд из Сысертского месторождения антофиллит-асбеста // Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, Свердловск, 1955. Вып. 26. С. 230—231.

Сорокин Ю. П., Лебедев А. Н. Кристалломорфологические особенности рутила из жил альпийского типа Приполярного Урала // Мат-лы VI Науч.-техн. конф. молодых ученых и специалистов Тюмени. Тюмень, 1972. С. 145—151.

Сорокин Ю. П., Перевозчиков Б. В. Рубин (алмазный шпат) из слюдитов гипербазитового массива Рай-Из (Приполярный Урал) // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1973. № 6. С. 692—696.

Стогний Г. А., Шугурова Н. А. Физико-химические условия образования корунда в корундосодержащих жилах Урала // Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск, 1981. С. 84—85.

Сумин Н. Г. О типоморфных шпинелях железорудных месторождений скарного типа // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1951. Вып. 3. С. 122—132.

Сумин Н. Г. Хлорошпинель — магнезиально-цинковая шпинель // Там же. 1955. Вып. 7. С. 161—165.

Сущинский П. П. Некоторые минералогические наблюдения в Ильменских горах и Кыштымском округе Урала, произведенные летом 1899 года // Тр. СПб о-ва естествоиспытателей. 1900. Ч. 29. Вып. 5. С. 21—40.

Сысолятин С. А. Результаты обогащения титаносодержащих руд // Тр. науч.-исслед. и проект. ин-та обогащен. и механ. обработки полезных ископаемых. Свердловск, 1957. Вып. 1. С. 16—22.

Таланцев А. С. Распределение, состав и морфология танталит-ниобатов в гранитных пегматитах одного из районов Урала // Особенности распределения редких элементов в пегматитах. М.: Наука, 1969. С. 126—144.

Таланцев А. С. Находка аксессуарных тапиолитов на Урале // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. Свердловск, 1986. С. 96—98.

Таланцев А. С. Фтормикролит и гидромикролит из друзовых полостей в гранитных пегматитах Кочкарского района на Южном Урале // Новые данные по минералогии Урала. Свердловск, 1990. С. 15—27.

Татаринов П. М. Останинское месторождение хризотил-асбеста на Урале. Л., 1929.

Татаринов П. М. Восточная полоса габбро-перидотитовых интрузий Среднего Урала // Петрография СССР. 1940. Сер. 1. Вып. 5.

Терентьева К. Ф. О корунде из бокситов Казахстана // Бокситы. М., 1949. Т. 2. С. 37—39.

Терентьева К. Ф., Пасова Ф. Г., Сидоренко Г. А. О тонкодисперсном корунде в гидрагиллитовых бокситах // Минерал. сырье. 1961. Вып. 2.

Удачин В. Н. Пиррофиллитсодержащие метасоматиты Гайского медно-колчеданного месторождения. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.

Удовкина Н. Г. Эклогиты Полярного Урала. М.: Наука, 1971.

Удовкина Н. Г. Эклогиты СССР. М.: Наука, 1985.

Федоров Е. С., Никитин В. В. О минералах Богословского горного округа // Ежегодник по геологии и минералогии. СПб, 1899. Вып. 7—8. С. 84.

Федоров Е. С., Никитин В. В. Богословский горный округ. СПб, 1901.

Ферсман А. Е. Отчет о командировке на Урал летом 1913 г. // Тр. Геол. музея. 1914. Т. 8. Вып. 8. С. 159—173.

Ферсман А. Е. Руды алюминия в России // Природа. 1915. С. 1237.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. П., 1920. Т. 1.

Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1925. Т. 2.

Ферсман А. Е. Пегматиты // Избранные труды. М., 1960. Т. 6.

Ферштатер Г. Б., Пушкарёв Е. В. Карбонатные породы в офиолитовом Кемпирсайско-Хабарнинском комплексе (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 12. С. 27—37.

Ферштатер Г. Б., Чашухина И. С., Дурнева Н. Н. и др. О составе ильменита из гранитоидов // Ежегодник-1977 / Ин-т геологии и геохимии УрО АН СССР. Свердловск, 1978. С. 80—86.

Фишман М. В., Юшкин Н. П., Голдин Б. А., Калинин Е. П. Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород Урала и Тимана. Л.: Наука, 1968.

Фоминых В. Г. Состав акцессорного титаномагнетита в магматических породах Урала как один из критериев их генезиса // Первое Уральское петрогр. совещан. Свердловск, 1961. Вып. 1. С. 96—97.

Фоминых В. Г. Распределение титана в Первоуральском титаномагнетитовом месторождении // Геохимия. 1962. № 3. С. 742—744.

Фоминых В. Г. Визейские титаноносные габбро-диабазы на Южном Урале // Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963. С. 481—484.

Фоминых В. Г. Шпинель Висимского титаномагнетитового месторождения на Среднем Урале // Тр. Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1973. Вып. 97. С. 17—19.

Фоминых В. Г. Титаномагнетитовые формации Урала // Рудоносные и рудные формации Урала. Свердловск, 1988. С. 139—148.

Фоминых В. Г., Андреев М. И. Корундовый амфиболит Кусинского месторождения // Ежегодник-1969 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1970. С. 155—158.

Фоминых В. Г., Еремина М. В., Юников Б. А. Ульвошпинель в титаномagnetитовых месторождениях Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1965. Вып. 70. С. 65—69.

Фоминых В. Г., Краева Ю. П., Ларина Н. В. Петрология и рудогенезис Качканарского массива. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.

Фоминых В. Г., Усков Е. Д., Алешин Б. М. Шпинель в рудах Качканарского массива // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970. Вып. 86. С. 25—28.

Фоминых В. Г., Чернышева Л. В. Особенности состава и внутреннего строения титаномagnetитов Волковского титаномagnetитового месторождения // Гетерогенность состава и строения минералов Урала. Свердловск, 1979. С. 34—41.

Фоминых В. Г., Юников Б. А. Шпинель в титаномagnetитовых месторождениях Урала // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1961. Вып. 6. С. 717.

Фоминых В. Г., Ярош Н. А. Состав и распределение магнетита в различных типах гранитоидов Урала // Там же. 1970. Вып. 85. С. 167—202.

Херасков Н. П., Разумова Е. П. Гипербазитовая формация Кемпирсайского массива Южного Урала и ассоциирующиеся с ней габбро-амфиболиты // Тектоника и формация. М., 1967. С. 103—141.

Хисина Н. Р., Сеннин В. Г., Петушкова Л. В., Поляков В. О. О природе ориентированных выделений ильменита в ильменорудите и корунде // Геохимия. 1990. № 9. С. 1352—1359.

Чайковский И. И., Казымов К. П. О пикроильмените и крокоте Сарановского месторождения // Региональная минералогия Урала. Свердловск, 1990. Т. 1. С. 40—41.

Чашухина В. А., Покровский П. В., Вилсов В. А., Масленников В. Е. Состав акцессорных тантал-ниобиевых минералов в гранитоидах Адышского массива // Ежегодник 1973 / Ин-т геологии и геохимии УНЦ АН СССР. Свердловск, 1974. С. 126—129.

Черник Г. П. Химический состав уральской разновидности фергусонита // Изв. АН СССР. Сер. 6. 1921, № 15. С. 425—428.

Черных В. В. К минералогии Баженовского асбестового месторождения // Материалы по общей и прикладной геологии. 1930. Вып. 151.

Чернышева Л. В., Фоминых В. Г. Гетерогенность магнетитов титаномagnetитовых месторождений габбро-пироксенит-дунитовой формации Урала // Гетерогенность состава и строения минералов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1979. С. 113—126.

Чернышева Л. В., Фоминых В. Г., Дубакина Л. С. О фазовом составе, структуре и свойствах магнетитов Кусинско-Копанской группы месторождений (Южный Урал) // Скарново-магнетитовые месторождения Урала. Свердловск, 1978. С. 93—106.

Чернышева Л. В., Фоминых В. Г., Шевченко В. Н., Дубакина Л. С. О фазовом составе, структурах и свойствах магнетитов месторождения Малый Куйбас // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. Л.: Наука, 1975. С. 23—31.

Чесноков Б. В. Рутилсодержащие эклогиты Шубинского месторождения на Южном Урале // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 4. С. 121—136.

Чесноков Б. В. О трехвалентном титане в эклогитах Южного Урала // Геохимия. 1960а. № 1. С. 68—71.

Чесноков Б. В. О люминесценции пирохлора из Вишневых гор на Урале // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1960б. Ч. 89. Вып. 1. С. 96—98.

Чесноков Б. В. Сравнительная характеристика физических свойств кристаллических и метамиктных пирохлоров Вишневых гор // Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала. Свердловск, 1960в. Вып. 37. С. 183—191.

Чесноков Б. В. Минералогия рутиловых эклогитов Шубинского месторождения на Южном Урале. Свердловск: Урал. фил. АН СССР, 1961.

Чесноков Б. В. Жилы альпийского типа в щелочных породах Вишневых гор // Тр. Свердловского горного ин-та. 1963. Вып. 42. С. 143—151.

Чесноков Б. В. Искусственное эпитаксическое нарастание рутила и псевдобрукита на гематит и о некоторых условиях эпитаксии минералов // Минералы месторождений полезных ископаемых Урала. Свердловск, 1968, № 8. С. 80—84.

Чесноков Б. В. Жилы альпийского типа в эклогитах Южного Урала // Тр. Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР. Свердловск, 1970. Вып. 86. С. 95—107.

Чесноков Б. В., Баженова Л. Ф., Бушмакин А. Ф. и др. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна // Новые данные по минералогии эндогенных месторождений и зон техногенеза Урала. Екатеринбург, 1991. С. 5—14.

Чесноков Б. В., Баженова Л. Ф., Щербакова Е. П., Михаль Т. А., Дерябина Т. Н. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987.

Чесноков Б. В., Щербакова Е. П. Минералогия горелых отвалов Челябинского угольного бассейна (опыт минералогии техногенеза). М.: Наука, 1991.

Шабынин Л. И. Борзовское месторождение корунда // Минералогия Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1954. С. 194—204.

Шафрановский И. И. Кварц горы Неройки // Тр. ЦНИЛКС. М., 1937.

Шилин Л. Л. Перовскито-шпинелевый магнетит из Прасковье-Евгеньевской копи на Южном Урале (Шиншимские горы) // Докл. АН СССР. 1940. Т. 38, № 4. С. 347—350.

Штейнберг Д. С., Чашухин И. С. Серпентинизация ультрамафитов. М.: Наука, 1977.

Шубин М. А. Об открытии ванада в рудах и продуктах Пермских заводов // Горный журн. 1839. Ч. 3. Кн. 7. С. 123.

Шубин М. А. Отчет о действиях Екатеринбургской заводской лаборатории за сентябрьскую треть 1840 года // Там же. 1841. Ч. 2. Кн. 6. С. 484.

Щеглов Н. О минеральных богатствах России // Указатель открытий по физике, химии, естественной истории и технологии. 1828. Т. 5, № 6. С. 891—932.

Щербакова С. В. О двух типах рубиновой минерализации в ультраосновном массиве Рай-Из на Полярном Урале // Тр. ВСЕГЕИ. 1976. Т. 210. С. 111—119.

Щуровский Г. Уральский хребет в физико-географическом, геогностическом и минералогическом отношениях. М.: Изд-во Московского ун-та, 1841.

Царицын Е. П. Состав аксессуарных и рудных хромшпинелидов в гипербазитах // Генезис ультрабазитов и связанное с ними оруденение. Свердловск, 1977. С. 83—95.

Юшкин Н. П. Опыт среднемасштабной топоминералогии (Пайхойско-Южновоземельская минералогическая провинция). Л.: Наука, 1980.

Юшкин Н. П., Иванов О. К., Попов В. А. Введение в топоминералогию Урала. М.: Наука, 1986.

Якшин В. И. Изменение окраски рутила в зависимости от внешней среды // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1959. № 6. С. 56—59.

Якшин В. И. Рутилизация сфена в жилах альпийского типа // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1962. Ч. 92. Вып. 2. С. 222—225.

Яницкий А. Я. Олигоценовые оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис // Тр. ИГЕМ, 1960. Вып. 37.

Ярош П. Я. О выделении рутила при метаморфических изменениях ильменита // Зап. Всесоюз. минерал. о-ва. 1955. Ч. 84, № 4. С. 434—442.

Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973.

Arzruni A. Die Mineralgruben bei Kussa und Miass // Guide des excursions du VII Congress Geologians International. St. Pb. 1897. S. 1—25.

Beck S. W. Differential Thermal Analysis Curves of Carbonate Minerals // Amer. Miner. 1950. V. 35, N 11—12.

Botswell D. J., Hey H. H. The nature of chlorospinel // Miner. Mag. 1958. Vol. 31, N 241. P. 885—887.

Brooke H. J. Ilmenite // Annal. mines. 1834. T. 6. P. 235—236.

Duparc J., Pearce F. Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Kastesskaya et Kizelowskaya datcha (gouvernement de Perm) // Mem. Sec. Phys. d'hist. nat. de Geneve. Geneve, 1902. Vol. 34. f. 2. P. 57—218; 1905. f. 5. P. 383—602.

Farrel E. F., Newham R. E. Crystallfield spectra of chrysoberyl, alexandrite, peridot and sinhalite // Amer. Miner. 1965. Vol. 50. N 11—12. P. 1972—1981.

Fidler K. G. Lagerstätten des Diaspor, Chloritapat, Pirofillit und Monazit, aufgelungen im Ural // Pogg. Ann. 1832. Bd 25. S. 327.

Fleisher M. Glossary of mineral species. Ticson. 1986.

Frondel S. Constitution and polymorphism of the pyroaurite and sjogrenite group // Amer. Miner. 1941. Vol. 26, № 5. P. 295.

Gatehose B. M., Grey J. E., Campbell J. N., Kelly P. The crystal structure of loveringite new member of the crichtonite group // Am. Miner. 1978. Vol. 63. P. 28—36.

Gatehose B. M., Grey J. E., Kelly P. The crystal structure of davidite // Ibid. 1979. Vol. 64. P. 1010—1017.

Hermann R. Untersuchungen russischer Mineralien // J. prakt. Chem. 1844. Bd 40, № 11.

Hermann R. Über die Identital von Hudrotalkit von Volknerit // Ibid. 1849. Bd 46, № 257. S. 222—244.

Hermann R. F. Untersuchungen Verschiedener Mineralien. Veber den Phosphorsäure-Gehalt des Diaspors von Ural // Bull. Nat. Soc. Moscow. 1868. № 4. S. 498—502.

Jambor J. Z. Coalingite from the Muskox intrusion N. W. T. // Amer. Miner. 1969. Vol. 54. N 3—4. P. 437—447.

Jambor J. Z., Sabrina A. P., Roberts A. C. et al. Franconite, a new hydrated Na—Nb oxide mineral from Montreal // *Canad. Miner.* 1984, Vol. 22, p. 2, P. 239—243.

JCPDS. Joint Committee on Powder Diffraction Standards, USA. Pennsylvania. 1977.

Kokscharov N. Materialien zur Mineralogie Russlands. St. Pb., 1862. B 3.

Mumpton F. A., Jaffe H. W., Thomson C. S. Coalingite, new mineral from the New Idria serpentinite, Fresno and San Benito Counties, California // *Amer. Miner.* 1965, Vol. 50, P. 1893—1913.

Potter R. Z., Rossman G. R. // *Amer. Miner.* 1979, Vol. 64, № 8, P. 1199—1218.

Prior G. T., Zambonini F. On Struverite and its Relation to Ilmenorutile // *Miner. Mag.* 1908, Vol. 15, N 68, P. 78—79.

Ramdohr P. Ulvöspinel and significance in titaniferous iron ores // *Econ. Geol.* 1953, Vol. 48, P. 677—688.

Rose G. Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere. Berlin, 1837. Bd 1.

Rose G. Mineralogisch—geognostische Reise nach dem Ural, dem Altai und dem Kaspischen Meere von A. Humboldt, G. Ehrenberg und Gustav Rose. Berlin, 1842. Bd 2.

Scott J. D., Peatfield C. R. Mannardite $[\text{Ba} \cdot \text{H}_2\text{O}](\text{Ti}_6\text{V}_2^{3+})_{016}$, a new mineral series and new data on redledgeite // *Canad. Miner.* 1986, V. 24, P. 55—66.

Strunz H. Redledgeite, eine TiO_2 — Einlagerungsstruktur analog Kryptomelan // *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.* 1963, H. 5, S. 116—119.

Yatchew B. M., Gones Y. C., Pring A., Symes R. F. // *Miner. Mag.* 1986, Vol. 50, P. 709—715.

УКАЗАТЕЛЬ МИНЕРАЛОВ

Алмазный шпат	61	Колумбит титановый	231
Алюомэшиннит	125	Корунд	43
Анатаз	150	Кричтонит-давидит, группа	188
Армоколлит	250	Ландаунт-давидит	190
Барнопирохлор	250	Лейкосапфир	61
Бемит	66	Лед	4
Бетафит	261	Ловерингит	189
Бромеллит	4	Лопарит	197
Брукит	153	Магнетонильменит	183
Бруньятеллит	39	Магноколумбит	232
Брусит	23	Манассеит	29
Вашингтонит	184	Манганильменит	182
Виджецит	130	Манганоколумбит	220
Галаксит	89	Манганотанталит	220
Ганит	87	Мариньякит	252
Гатчеттолит	251	Микролит	256
Гейкит	188	Нигрин	150
Герцинит	85	Нибобэшиннит	128
Герцинит цинкистый	87	Нордстрандит	71
Гиббсит	68	Оксиильменит	184
Гидромикролит	261	Пандаит	250
Гидроталькит	29	Периклаз	21
Давидит	192	Перовскит	192
Джалмаит	258	Пикотит	80
Диаспор	61	Пикроильменит	181
Диаспор железистый	66	Пикроильменит марганцевый	182
Диаспор фосфористый	66	Пироаурит	33
Диаспор хромистый	66	Пирофанит	185
Известь	40	Пирохлор	242
Иксиолит	255	Плеонаст	73
Иксиолит скандийсодержащий	241	Плюмбопирохлор	254
Ильменит	156	Поликраз	131
Ильменит магнезиальный	180	Портландит	42
Ильменорутит-стрюверит	207	Псевдобрукит	185
Иттроэшиннит	125	Редледжит	202
Ишикавант	112	Рубин	59
Клинобехоит	6	Рутил	139
Коллингит	36	Самарскит	104
Колумбит-танталит, группа	220	Самарскит (?) кальцистый	112

“Самирезит”	265	Франконит	266
Сапфир	61	Фтормикролит	258
Стибиоколумбит	235	Хегбомит	92
Стибиотанталит	233	Хегбомит цинкистый	94
Стихтит	40	Хлопинит	112
Таафент	5	Хлоршпинель	79
Тапиолит	218	Хризоберилл	9
Торозиннит	126	Хромпикотит	84
Ульвошпинель	198	Хромрутил	150
Уранмикролит	258	Церианит	95
Уранпирохлор	251	Цериопирохлор	252
Фергусонит (?)		Шегренит	35
вольфрамсодержащий		Шпинель	72
Фергусонит-(Y)	95	Шпинель благородная	83
Фергусонит-(Ce)	102	Шпинель цинкистая	80
Ферробрусит	27	Эвксенит	130
Ферроколумбит	220	Эшинит	114
Ферропериклаз	22	Эшинит (?) кальцистый	130
Ферротанталит	220	BaNb ₂ O ₆ ?	265
Ферсмит	133		

INDEX OF MINERALS

Adamantine spar	61	Ferrobrucite	27
Aeschnite	114	Ferrocolumbite	220
Aeschnite (?) calcic	130	Ferropicrinite	22
Aeschnite-(Nb)	128	Ferrotantalite	220
Aeschnite-(Th)	126	Fersmite	133
Aeschnite-(Y)	125	Fluormicrolite	258
Anatase	150	Franconite	266
Alumoeschnite	125	Gahnite	87
Armalcolite	200	Galaxite	89
Bariopyrochlore	250	Geikielite	188
Betafite	261	Gibbsite	68
Behmite	66	Hatchettolite	251
Bromellite	4	Hercynite	85
Brookite	153	Hercynite zinciferous	87
Brucite	23	Högbomite	92
Brugnatellite	39	Högbomite zinciferous	94
Cerianite	95	Hydromicrolite	261
Ceripyrochlore	252	Hydrotalcite	29
Chlopinite	112	Ice	4
Chlorospinel	79	Ilmenite	156
Chrompicotite	84	Ilmenite magnesian	180
Chromrutile	150	Ilmenorutile-struverite	207
Chrysoberyl	9	Ishikawaite	112
Clinobehoite	6	Ixiolite	235
Coalingite	36	Ixiolite-Sc	241
Columbite-tantalite	220	Landauite-davidite	190
Columbite-Ti	231	Leucosapphire	61
Corundum	43	Lime	40
Crichtonite-davidite	188	Loparite	197
Davidite	192	Loveringite	189
Diaspore	61	Magnetilmenite	183
Diaspore chromian		Magnocolumbite	232
Diaspore ferroan	66	Manasseite	29
Diaspore phosphorous	66	Manganilmenite	182
Djalmaite	258	Manganocolumbite	220
Euxinite	130	Manganotantalite	220
Fergusonite-(Ce)	102	Marignacite	252
Fergusonite-(Y)	95	Microlite	256
Fergusonite (?) -W	102	Nigrine	150

Nordstrandite	71	Samarskite	104
Oxylmenite	184	Samarskite (?) calcic	112
Pandaite	250	"Samiresite"	265
Periclase	21	Sapphire	61
Periclase ferroan	22	Sjögrenite	35
Perovskite	192	Spinel	72
Picotite	80	Spinel zinciferous	80
Picroilmenite	181	Stibiocolumbite	235
Picroilmenite-Mn	182	Stibiotantalite	233
Pleonaste	73	Stichtite	40
Plumbopyrochlore	254	Taaffeite	5
Polycrase	131	Tapiolite	218
Portlandite	42	Ulvospinel	198
Pseudobrookite	185	Uranmicrolite	258
Pyroaurite	33	Uranpyrochlore	251
Pyrochlore	242	Vigezzite	130
Pyrofanite	185	Washingtonite	184
Redledgeite	202	Unnamed mineral	
Ruby	59	BaNb ₂ O ₆ (?)	265
Rutile	139		

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
I. Оксид водорода. Оксиды и гидроксиды бериллия	4
I.1. Лед (О. К. Иванов)	4
I.2. Бромеллит (А. Ф. Бушмакин, Л. В. Клементьева, В. И. Жернаков)	4
I.3. Таафеит (В. А. Чашухина)	5
I.4. Клинобехоит (А. В. Волошин)	6
I.5. Хризоберилл (В. И. Кайнов, В. И. Жернаков)	9
II. Оксиды и гидроксиды магния и кальция	22
II.1. Периклаз (Б. В. Чесноков, О. К. Иванов)	22
II.2. Брусит (О. К. Иванов)	24
II.3. Гидроталькит (О. К. Иванов)	31
II.4. Манассеит (О. К. Иванов)	31
II.5. Пироаурит (О. К. Иванов)	35
II.6. Шегренит (О. К. Иванов)	38
II.7. Колингит (О. К. Иванов, В. И. Попова)	39
II.8. Брунъятеллит (В. А. Попов, В. И. Попова, О. К. Иванов)	43
II.9. Стихтит (О. К. Иванов)	44
II.10. Известь (Б. В. Чесноков)	44
II.11. Портландит (Б. В. Чесноков, Н. П. Нишанбаев)	46
III. Оксиды и гидроксиды алюминия	47
III.1. Корунд (С. Н. Никандров, О. К. Иванов, В. О. Поляков, А. Ю. Кисин)	47
III.2. Диаспор (О. К. Иванов)	67
III.3. Бемит (О. К. Иванов)	72
III.4. Гиббсит (О. К. Иванов)	74
III.5. Нордстрандит (О. К. Иванов)	77
III.6. Шпинель (О. К. Иванов, А. Ю. Кисин, Б. В. Чесноков)	79
III.7. Герцинит (В. О. Поляков, О. К. Иванов)	94
III.8. Ганит (В. О. Поляков, И. К. Клочков)	95
III.9. Галаксит (А. И. Брусницын)	95
III.10. Хегбомит (О. К. Иванов)	100
IV. Оксиды редкоземельных элементов и иттрия	103
IV.1. Церианит (В. О. Поляков)	103
IV.2. Фергусонит-(Y) (В. О. Поляков)	103
IV.3. Фергусонит-(Ce) (В. О. Поляков)	111
IV.4. Самарскит (В. О. Поляков)	112
IV.5. Эшинит (В. О. Поляков)	122
IV.6. Иттроэшинит (В. О. Поляков)	132
IV.7. Алюмоэшинит (В. О. Поляков)	133
IV.8. Торозшинит (В. О. Поляков)	134
IV.9. Ниобозэшинит (В. О. Поляков)	136
IV.10. Виджецит (В. О. Поляков)	138
IV.11. Эвксенит (В. О. Поляков, В. А. Чашухина)	138
IV.12. Поликраз (В. А. Чашухина, В. О. Поляков)	139
IV.13. Ферсмит (В. О. Поляков)	141

V. Оксиды и гидроксиды титана и ванадия	148
V.1. Рутил (А. И. Белковский, О. К. Иванов, Д. Н. Литовско)	148
V.2. Анатаз (О. К. Иванов)	160
V.3. Брукит (О. К. Иванов, В. О. Поляков)	163
V.4. Ильменит (В. О. Поляков, О. К. Иванов, Д. Н. Литовско, Е. Е. Порошин, В. Г. Фоминых)	168
V.5. Псевдобрукит (Б. В. Чесноков)	194
V.6. Пирофанит (В. О. Поляков, А. И. Брусницын)	194
V.7. Гейкилит (О. К. Иванов)	197
V.8. Группа кричтонита-давидита (В. О. Поляков)	197
V.9. Поверингит (В. О. Поляков)	198
V.10. Ландаунт-давидит (В. О. Поляков)	199
V.11. Давидит (В. О. Поляков)	200
V.12. Перовскит (О. К. Иванов)	202
V.13. Лопарит (О. К. Иванов)	207
V.14. Ульвошпинель (В. Г. Фоминых, Е. Е. Порошин)	207
V.15. Армолколит (Е. Е. Порошин, Б. В. Чесноков, В. А. Вилисов)	210
V.16. Редледжеит (О. К. Иванов, А. Ф. Бушмакин, Н. В. Чуканов)	212
VI. Оксиды ниобия и тантала, тантало-ниобаты	218
VI.1. Ильменорутил-стриверит (В. О. Поляков)	218
VI.2. Тапиолит (В. О. Поляков, А. С. Таланцев)	229
VI.3. Группа колумбита-танталита (В. О. Поляков)	231
VI.4. Магноколумбит (В. О. Поляков)	244
VI.5. Стибиотанталит (В. О. Поляков)	245
VI.6. Стибиоколумбит	247
VI.7. Иксиолит (В. О. Поляков)	247
VI.8. Пироклор (В. И. Попова)	254
VI.9. Барнопироклор (пандаит) (В. И. Попова)	263
VI.10. Уранпироклор (гачеттолит) (В. И. Попова)	264
VI.11. Цериопироклор (мариньякит) (В. И. Попова)	265
VI.12. Плюмбопироклор (В. И. Попова)	267
VI.13. Микролит (В. И. Попова)	269
VI.14. Уранмикролит (джалмаит) (В. И. Попова)	271
VI.15. Фтормикролит (А. С. Таланцев)	271
VI.16. Бетафит (В. И. Попова)	275
VI.17. "Сампрезит" (А. С. Таланцев, В. О. Поляков, В. И. Попова)	278
VI.18. VaNb_2O_6 — ? (В. И. Попова)	279
VI.19. Франконит (С. Н. Никандров)	279
Список литературы	284
Указатель минералов	306
Index of minerals	308