

УДК 549.324 : 548.3

Е.Б. Трейвус¹, В.И. Силаев²

¹ Федер. гос. бюджет. образоват. учреждение высш. проф. образования
"Санкт-Петербургский гос. ун-т"
199034, г. Санкт-Петербург, Россия, Университетская наб., 7/9
E-mail: evgrivos@mail.ru

² Институт геологии Коми НЦ УрО РАН
167982, г. Сыктывкар, Россия, ул. Первомайская, 54
E-mail: silaev@geo.komisc.ru

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛАХ ИЗ ХРУСТАЛЕНОСНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДОДО (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Приведены результаты химического и гониометрического изучения кристаллов титанита, апатита и апофиллита из хрусталеносного месторождения Додо на Приполярном Урале. Двойник титанита отличается меньшим числом простых форм, чем это установлено для данного минерала в других хрусталеносных жилах этого района. Наряду с этим на исследованном кристалле выявлены две простые формы, неизвестные ранее для титанита уральских месторождений. Таблитчатый облик и пинакоидально-дипирамидальный габитус изученного кристалла апатита близки к описанным ранее для месторождений этого района и типичны для апатита из низкотемпературных кварцевых жил. Сделан вывод о ромбической сингонии рассмотренной разновидности апофиллита на основании гониометрического изучения и особенностей скульптуры его граней и его возможном типоморфизме.

Ключевые слова: кварц, титанит, апатит, апофиллит, кристалломорфология, гониометрия, типоморфизм.

Введение. Хрусталеносное месторождение Додо — типичный пример кварцево-жильных месторождений альпийского типа [9, 16]. Оно было открыто в 1934 г. экспедицией АН СССР под руководством А.Н. Алешкова на восточном склоне Приполярного Урала, в пределах его Осевой структурной зоны вблизи горы Неройки. В настоящее время месторождение Додо рассматривается как центральная часть единой Неройской хрусталеносной полосы, протяженность которой оценивается в десятки километров. Площадь самого месторождения составляет около 1 км², на глубину оно разведано до 2 км.

Месторождение Додо (рис. 1) приурочено к дислоцированным и метаморфизованным в условиях зеленосланцевой фации среднерифейским вулканогенно-осадочным породам пуйвинской свиты, смятым вблизи лежащего бока Неройско-Патокского гранитоидного массива в подковообразную складку, погружаю-

щуюся на север под углом 50—70° [3, 8, 14, 22]. Среди вмещающих месторождение пород преобладают филлитовидные кварц-серицитовые и кварц-серицит-хлоритовые сланцы, чередующиеся с редкими прослоями или линзами кварцитов. К настоящему времени на месторождении выявлено более 900 кварцевых жил и хрусталеносных гнезд, развитых вдоль трещин и тектонических зон расщепления. Основным по продуктивности типом рудных тел являются хрусталеносные гнезда, связанные с кварцевыми жилами, минерализованными трещинами или трещиноподобными зонами дробления. Форма гнезд клино- или линзовидная, трубообразная или изометричная, их размеры по простиранию — от 1 до 40 м, по падению — до 16, а по мощности — от 0,3 до 5 м [5]. Хрусталеносные гнезда характеризуются гораздо более сложным минеральным составом, чем собственно кварцевые жилы, состав которых практически обусловлен вмещающими породами. Это различие объясняют тем, что хрусталеносные гнезда приурочены к

субгоризонтальным дизъюнктивам ("надвигам"), игравшим важную роль в массопереносе при образовании месторождения [7].

Среди хрусталеносных объектов Приполярного Урала месторождение Додо выделяется по величине и минеральному разнообразию [4, 6]. На нем выявлено более 100 минеральных видов, в том числе около 60, непосредственно связанных с хрусталеобразованием [14, 28]. Особенности этого месторождения таковы (в скобках указана частота встречаемости, %): высокая доля сульфидов (22) и оксидов (16), в сумме превышающая долю силикатов (35). Для сравнения можно указать, что на хрусталеносном месторождении Пуйва того же района Приполярного Урала суммарная доля сульфидов (19) и оксидов (12) в полтора раза меньше, чем силикатов (47).

Можно предполагать, что повышенная сульфидность месторождения Додо свидетельствует о более существенной роли в истории его образования не только теле-, но и гидротермальных процессов.

За период эксплуатации с 1935 по 2000 г. на месторождении Додо было добыто более 2380 т кристаллосырья, включая и жильный кварц, характеризующийся высокой химической чистотой [15]. В настоящее время это месторождение определено как базовое для строящегося в г. Нягань (Ханты-Мансийский а. о. Тюменской обл.) завода по выпуску особо чистого кварцевого концентрата для наноэлектронной, оптической, светотехнической и химической промышленности. Кроме того, месторождение Додо остается источником высококачественного коллекционного материала, востребованного лучшими отечественными и зарубежными геологическими и минералогическими музеями [12].

Объекты и методы исследований. При всей изученности кварцево-хрусталеносных месторождений Приполярного Урала к настоящему времени лишь один минерал на них, а именно кварц, может быть признан достаточно полно и комплексно исследованным. Для всех остальных минералов, включая важнейшие с генетико-информационной точки зрения и актуальные для коллекционеров, известны лишь спорадические и в большинстве своем сильно устаревшие данные, зачастую не привязанные к конкретным месторождениям. В особенности следует подчеркнуть дефицит точной кристалломорфологической информа-

ции, полученной с использованием гониометрического метода.

Все это послужило для нас причиной обратиться к детальному кристалломорфологическому исследованию некоторых кварцопрождающих минералов, отобранных на месторождении Додо и представляющих интерес не только как источники информации, полезной "...для выяснения генезиса, относительного возраста и характеристики кварцевых жил этого интереснейшего района Урала" [1, с. 123], но и как индикаторы промышленной перспективности кварцевых жил [23]. В качестве методов исследований использованы рентгенофлуоресцентный анализ (*MESA-500W*, фирма *Horiba*), аналитическая сканирующая электронная микроскопия (комплекс *JSM-6400* фирмы *Jeol*) и гониометрия (двухкружный гониометр В. Гольдшмидта). Образцы для исследований были любезно представлены И.С. Астаховой — научным сотрудником Геологического музея им. А.А. Чернова.

Результаты исследований. Образцы *титанита* из месторождения Додо принадлежат к "самым лучшим", "исключительным", к "самым знаменитым" находкам [12]. И.И. Шафрановский [26] указывал на одновременное образование титанита и кварца. Позже в результате изучения титанита из Пуйвинского, Патокского, Хобеюского и других хрусталеносных проявлений был сделан вывод о том, что титанит в жилах образовался "в последние моменты роста кристаллов кварца" [1]. Эти данные Э.М. Бонштедт-Куплетской подтвердил и дополнил В.В. Буканов [3].

Известно, что титанит в хрусталеносных проявлениях Неройской полосы разнообразен по форме, имеет зеленовато- или буровато-коричневую окраску, чем отличается от титанита в проявлениях Хобеинской полосы, для которого характерна светло-розовая окраска [23]. В неройском титаните установлено много элементов-примесей, основные из которых (в последовательности убывания) — Mn, Al, Fe, Y, Sn, V, Ta, Nb. Химический состав исследуемого нами минерала был определен с помощью рентгенофлуоресцентного метода, мас. %: TiO₂ (38,70); SiO₂ (30,91); CaO (26,01); Al₂O₃ (2,03); Fe₂O₃ (1,87); Y₂O₃ (0,25); MnO (0,11); K₂O (0,12). Из приведенных данных следует, что проанализированный нами титанит, как и в случаях, описанных Э.М. Бонштедт-Куплетской и В.В. Букановым, содержит примеси Al,

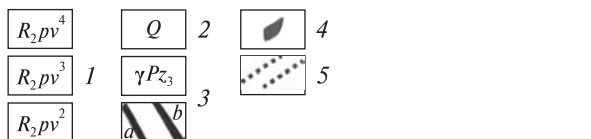
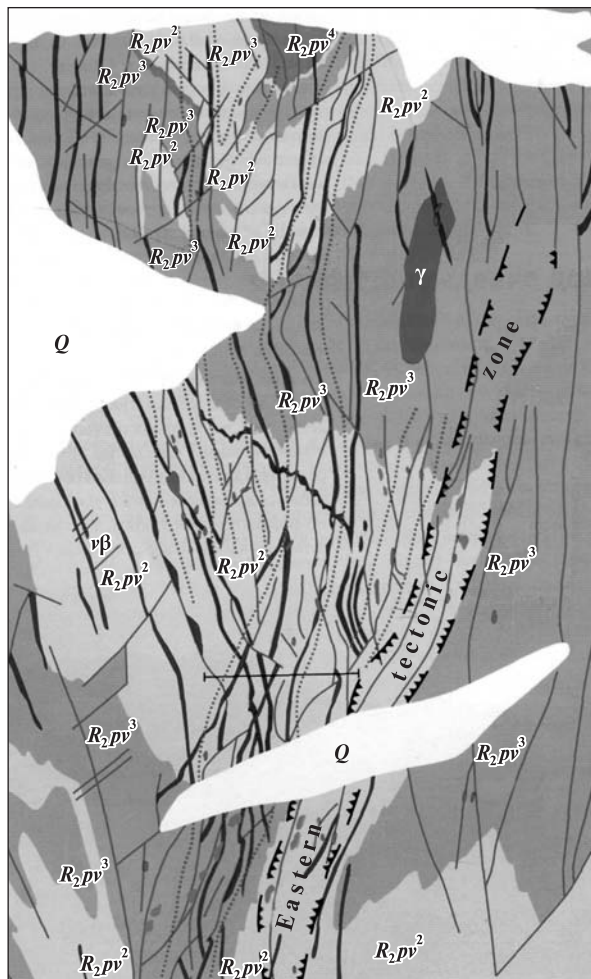


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Додо: 1 — пуйвинская свита (pv_2 — кварцитопесчаники, pv_3 — зеленые сланцы с прослоями кварцитопесчаников, pv_4 — переслаивание зеленых сланцев и известняков); 2 — отложения четвертичного возраста; 3 — шток гранитов (вверху) и дайки магматитов кислого (а) и основного (b) состава; 4 — кварцевые жилы; 5 — границы хрусталеносных зон (составлена Е.В. Бурлаковым по материалам Л.С. Скобеля)

Fig. 1. Geological map of deposit Dodo: 1 — Puivin suite (pv_2 — quartzite sandstones, pv_3 — green slates with quartzite sandstone interlayers, pv_4 — interbedding of green slates and limestones); 2 — Quaternary age deposits; 3 — granite stock (at the top) and migmatite dikes of acid (a) and basic (b) composition; 4 — quartz veins; 5 — boundaries of rock crystal zones (composed by Ye.V. Burlakov by L.S. Skobel's data)

Fe, Mn и Y. Его эмпирическая формула может быть представлена как $[Ca_{0,90}(Mn, K, Y)_{0,01}]_{0,91} \times (Ti_{0,94}Al_{0,08}Fe_{0,05})_{1,07}[SiO_{4,79}(OH)_{0,39}]$. По миналь-

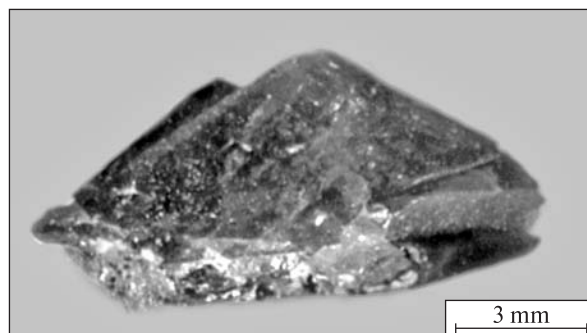


Рис. 2. Облик двойника титанита из месторождения Додо

Fig. 2. Habit of titanite twin from the deposit Dodo

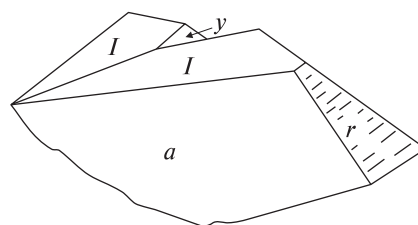


Рис. 3. Вид изученного двойника титанита сбоку. Простые формы, по [29]: a (102), r ($\bar{1}\bar{1}0$), l ($\bar{1}\bar{1}2$), y (100)

Fig. 3. Side view of the studied titanite twin. Simple forms by [29]: a (102), r ($\bar{1}\bar{1}0$), l ($\bar{1}\bar{1}2$), y (100)

ному составу рассматриваемый минерал на 88 % собственно титанит, а на 12 — вюаньяит — $[Ca(Al, Fe)][SiO_4(OH)]$. Таким образом, очевидно, что обогащение этого минерала железом и обусловило его окраску.

Нами исследован на гониометре двойник размером 15×8 мм неравномерного (пятнистого) светло-коричневого цвета, сменяющегося вблизи своей поверхности на зеленый (рис. 2). Такую смену окраски наблюдал И.И. Шафрановский, но в кристаллах титанита, изученных Э.М. Бонштедт-Куплетской [1], внутренняя часть была зеленой, а внешняя светло-коричневой.

В двойниковом сростке с одной его стороны на одном из субиндивидов (рис. 3) имеются грани двух простых форм, обладающих ярким блеском и дающих четкие сигналы в оптической трубе гониометра. По угловым координатам эти формы идентифицируются как a (102) и r ($\bar{1}\bar{1}0$) (табл. 1). На другом субиндивиде с той же стороны двойника присутствует только грань простой формы a. В обоих случаях грани этой формы габитусные, т. е. господствуют по величине. Они симметрично расположены относительно протяженного двойникового шва, выраженного прямолинейной канавкой, образованной двумя сходящимися под острым уг-

лом мелкими узкими гранями, каждая из которых принадлежит своему индивиду двойника. С противоположной стороны описываемый двойник имеет настолько тусклые грани, что они не поддаются измерению на гониометре даже по отблеску. Диагностировать их как простые формы $l(112)$ и $u(100)$ удалось только по аналогии с кристаллом на одном из рисунков Э.М. Бонштедт-Куплетской [1].

Процедура определения простых форм на субиндивидах нашего двойника заключалась в следующем. Измеряемый образец крепили на головке гониометра так, чтобы симметричные относительно двойниковой плоскости грани разных субиндивидов с блестящей стороны двойника имели приблизительно одинаковый наклон относительно горизонтальной оси вращения гониометра. Следовательно, двойниковая плоскость была близка по своему положению к плоскости, параллельной этой оси. Потом измерялись и наносились на стереографическую проекцию полярные координаты граней обоих субиндивидов. Эти значения φ и ρ были, разумеется, случайными, не отвечающими теоретическим полярным координатам конкретных простых форм. Угол между нормальными к габитусным граням обоих субиндивидов равнялся 102° . Большей точности по стереопроекции достичь не удалось. Для простых форм $a(102)$ и $\bar{1}02$ данный угол равен $101^\circ 23'$ [29]. Близость полученной нами величины указанного угла к этому значению позволила определить габитусные грани исследуемого кристалла как грани простой формы $a(102)$ — тем более, что они соответствуют господствующей простой форме на рисунке двойника титанита из Приполярного Урала, изученного Э.М. Бонштедт-Куплетской [1].

Далее на стереографической проекции мы провели дугу большого круга, расположенную на половине расстояния между упомянутыми проекциями габитусных и симметричных между собой граней обоих индивидов, т. е. получили проекцию двойниковой плоскости. Для этого мы предварительно повернули стереографическую проекцию вокруг ее центра и расположили точки проекций упомянутых симметричных граней таким образом, чтобы концы двойниковой плоскости имели координаты φ , равные 90 и 270° . Окончания дуги большого круга (проекции двойниковой плоскости) оказались на окружности стереопроекции, а двойниковая плоскость оказалась наклоненной к

горизонтальной оси вращения гониометра под углом 7° . После этого мы повернули проекцию двойниковой плоскости до вертикального положения и соответствующим образом изменили величины φ и ρ для граней всех простых форм на обоих субиндивидах.

Известно [1], что двойниковой плоскостью в сростках кристаллов титанита служит плоскость $[010]$, т. е. вторая координатная плоскость. Поэтому мы повернули стереопроекцию таким образом, чтобы положение двойниковой плоскости на ней совпало с плоскостью $[010]$, т. е. совместили линию проекции двойниковой плоскости с горизонтальной прямой на стереографической сетке. Правый конец двойниковой плоскости получил при этом значение $\varphi = 0$. Затем по стереографической проекции определили новые (теперь уже истинные) полярные координаты зарегистрированных граней.

Найденные в результате двух описанных преобразований полярные координаты граней субиндивидов на одной из сторон двойника приведены в табл. 1. Подобные графические изменения проекций граней показывают, что полярные координаты граней можно получить лишь с точностью до $0,5^\circ$. Кроме того, на точности измерений сказывается неровность граней. Например, грань $a(102)$ дает две световые точки разной яркости диаметром каждая в несколько минут, расположенные на расстоянии друг от друга около $20'$. Изогнутость данной грани различима визуально. Грань $r(1\bar{1}0)$ обладает штриховкой, что привело к особенно

Таблица 1. Полярные координаты граней одного из субиндивидов двойника титанита

Table 1. Polar coordinates of faces of one of titanite tween subindividuals

Измеренные координаты		Простые формы	Теоретические координаты [29]	
φ	ρ		φ	ρ
$89^\circ 30'$	$50^\circ 30'$	$a(102)$	$90^\circ 00'$	$50^\circ 43'$
$122^\circ 30'$	$90^\circ 00'$	$r(1\bar{1}0)$	$123^\circ 15'$	$90^\circ 00'$
$147^\circ 30'$	$43^\circ 30'$	$\varepsilon(0\bar{1}\bar{1})$	$146^\circ 15'$	$45^\circ 46'$
$271^\circ 30'$	$51^\circ 00'$	$a(102)$	$270^\circ 30'$	$50^\circ 43'$

П р и м е ч а н и е. Измеренные полярные координаты граней могут варьироваться в зависимости от состава и содержания структурных примесей, теоретические параметры этого не отражают.

N o t e. Measured polar coordinates of faces can vary depending. On the composition of structural impurities, that is not reflected in theoretical parameters.

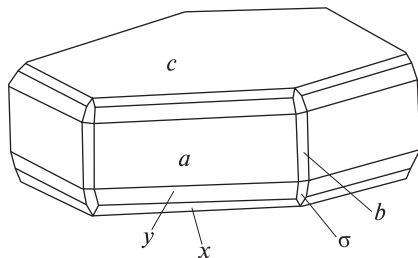


Рис. 4. Кристалл фторгидроксилапатита из месторождения Додо

Fig. 4. Crystal of fluorhydroxylapatite from the deposit Dodo

сложной световой картине от нее в гониометре, отличающейся наличием ломаного в одном месте относительно широкого светового луча протяженностью около 3° . При этом упомянутый луч не обрывался резко, а медленно тускнел на своих окончаниях.

Указанные на рис. 3 и в табл. 1 простые формы принадлежат к наиболее распространенным на кристаллах титанита простым формам. Формы $a(10\bar{2})$ и $r(1\bar{1}0)$ отмечены ранее как наиболее распространенные и на кристаллах уральского титанита [1]. Грань $a(10\bar{2})$ на рис. 3 заслонена другими гранями. Грань $\varepsilon(0\bar{1}1)$, наблюдаемая как узкая и яркая по отблеску полоска, находится в углублении двойникового шва. На рис. 3 она тоже не изображена, поскольку заслонена гранью $a(10\bar{2})$. Зафиксировать в углублении между субиндивидами двойника полярные координаты мелкой грани, симметричной грани $\varepsilon(0\bar{1}1)$, не удалось из-за слабого отблеска.

В целом рассмотренный нами кристалл титанита в сравнении с кристаллами, описанными Э.М. Бонштедт-Куплетской, имеет меньшее число простых форм. Это можно объяснить тем, что она имела возможность исследовать кристаллы из нескольких хрусталеносных объектов Приполярного Урала. Тем не менее, на изученном нами двойнике из месторождения Додо обнаружены две простые формы, не выявленные Э.М. Бонштедт-Куплетской. Зарегистрированную нами штриховку на грани $r(1\bar{1}0)$ ранее не отмечали, в то время как грани форм $l(1\bar{1}2)$ и $y(100)$ оказались в нашем случае без типичной для них штриховки.

Anatum относится к хорошо изученным минералам хрусталеносных месторождений. Форму одного его кристалла именно из месторождения Додо детально описал И.И. Шафрановский [26]. При этом были отмечены таб-

литчатый облик, пинакоидально-призматический габитус и полиэдрия. Общее число выявленных простых форм достигало семи. В качестве габитусообразующих И.И. Шафрановский определил гексагональную призму $a\{10\bar{1}0\}$ и пинакоид $c\{0001\}$. Впоследствии кристалломорфологию апатита из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала изучал В.В. Буканов [2, 3], отметивший кроме пластинчатого также и бочонковидный облик его индивидов. Позже было установлено [23], что таблитчатые кристаллы апатита более типичны для секущих кварцевых жил, бочонковидные или столбчато-округлые — для субсогласных жил и хрусталеносных гнезд, а шарообразные с большим количеством второстепенных граней — для околоснездовых ореолов. Эти интересные факты заслуживают особого внимания.

В.В. Буканов на кристаллах апатита этого района диагностировал 22 простые формы, из которых основные совпали с установленными ранее И.И. Шафрановским. Тем не менее, широкое варьирование на кристаллах апатита второстепенных форм при переходе от одних хрусталеносных месторождений к другим даже в пределах единой хрусталеносной полосы свидетельствует о динамичности процесса хрусталеносной минерализации. Хорошо известно [18, 19, 24, 25], что кристалломорфология — это важный типоморфный и генетико-информационный признак апатита. В частности, установлено, что уплощенные кристаллы апатита характерны для позднемагматических гидротермальных жил, образующихся при температуре $400\text{--}200^\circ\text{C}$ [13, 20, 22, 28]. Это согласуется и с представлениями о хрусталеобразовании на Приполярном Урале [25].

Химический состав апатита из кварцевых жил изучен на примере Патокского месторождения, для которого была найдена эмпирическая формула: $(\text{Ca}_{4,95}\text{Al}_{0,01}\text{Mn}_{0,01}\text{Na}_{0,04}\text{K}_{0,04})_{5,05} \times [\text{PO}_4]_3(\text{OH})_{0,31}\text{F}_{0,73}]_{1,04}$ [2]. Для наших образцов апатита мы получили формулу $(\text{Ca}_{9,96} \times \text{Na}_{0,07}\text{Mn}_{0,01})_{1,04}[\text{PO}_3]_6(\text{F}_{1,53}\text{OH}_{0,48})_{2,01}$. Судя по приведенным формулам, в обоих случаях минералы соответствуют фторгидроксилапатиту.

Изученный нами кристалл апатита имеет хорошо выраженный таблитчатый облик с уплощением по пинакоиду (рис. 4). Его размеры — около 5 мм в базальной плоскости и 2,5 — вдоль оси c . По своим морфологическим особенностям этот кристалл практически тож-

дественен описанным в литературе индивидам апатита из хрусталеносных месторождений Приполярного Урала. На торцах кристалла наблюдаются столь многочисленные мелкие вrostки хлорита, что собственные грани апатита "выглядывают" лишь местами. Некоторые грани кристаллов обнажаются в виде цепочки округлых фрагментов, поэтому кристаллографическая идентичность таких граней осталась неопределенной. Показательно, что обильная хлоритизация проявилась только на боковых гранях изученного кристалла, грани пинакоида свободны от хлорита. Это свидетельствует о том, что адсорбция хлоритобразующих компонентов происходила строго избирательно. Внутри апатита включений хлорита нет, кристалл абсолютно прозрачный. Это означает, что хлорит образовывался в самом конце истории кристаллизации апатита. В целом же тесное срастание апатита с хлоритом подтверждает справедливость выводов о сравнительно низкой температуре образования кварцевых жил на месторождении Додо.

Кристалл юстирован на гониометре по грани пинакоида, которая обладает ярким блеском и дает в зрительной трубе гониометра четкий крест, позволяющий ориентировать кристалл с большой точностью. Результаты измерений представлены в табл. 2. Полученные значения параметра φ отличаются от теоретических не более чем на 8–10', поэтому среднеквадратичная ошибка его определения не вычислялась. Описываемые простые формы надежно диагностируются по величине ρ . Все они принадлежат к двум вертикальным поясам, что видно из их координат ρ и символов. Измерялась лишь одна половина кристалла, т. е. он не переворачивался другой гранью пинакоида кверху для рассмотрения противоположной половины кристалла. Поэтому грань пинакоида в табл. 2 указана в единственном числе.

Такое изучение кристаллов апатита допустимо, поскольку они обладают горизонтальной плоскостью симметрии и измеряемая в нашем случае "верхняя" половина кристалла полностью симметрична его "нижней" половине. Вместе с тем при нашем подходе могли быть пропущены второстепенные и незначительные по размерам грани дипирамид с большими индексами, присутствующие в неполном числе с одной стороны этого кристалла, аналогично тому, что наблюдалось в отношении числа граней некоторых простых форм на из-

меренной стороне нашего кристалла (табл. 2). На приведенном изображении (рис. 4) не показано несколько впервые обнаруженных мелких граней. Поэтому оно практически совпадает с рисунком И.И. Шафрановского [26].

В сводках В. Гольдшмидта [29, 30] приведен большой список простых форм кристаллов апатита. Известная по этой сводке простая форма $\{30\bar{3}4\}$ дала в зрительной трубе гониометра слабый отблеск, что привело к приближительному значению измеренной величины ρ . Указанную форму на кристаллах приполярноуральских минералов нашел и В.В. Буканов [2]. В "Атласе" [30] гораздо более естественная на кристаллах апатита форма $\{10\bar{1}4\}$ приведена в числе "редких и ненадежных". Интересно отметить, что такая редкая, если судить по ее большому индексу, форма, как $\{5.0.\bar{5}.12\}$, также фигурирует в справочнике [29] и отмечалась В.В. Букановым. Указанная в табл. 4 форма $\{6.6.\bar{1}2.1\}$ может показаться сомнительной из-за ее больших индексов и проявления лишь одной гранью. Однако она хорошо наблюдается на кристалле в виде вертикальной полоски с ярким блеском и дает четкий световой

Таблица 2. Гониометрические данные об апатите из месторождения Додо

Table 2. Goniometric data about apatite from the deposit Dodo

Простая форма	φ	$\rho_{\text{изм}}$	σ	n	$\rho_{\text{теор}}$
0001 (c)	—	0°00'	—	1	0°00'
10 $\bar{1}0$ (a)	0°00'	89°51'	3'	5	90°00'
20 $\bar{2}1$ (y)	То же	59°32'	9'	5	59°27'
10 $\bar{1}1$ (x)	" "	39°57'	—	6	40°16'
30 $\bar{3}4$	" "	31°25'	18'	1	32°26'
10 $\bar{1}2$ (σ)	" "	22°57'	—	5	22°57'
5.0. $\bar{5}.12$	" "	18°36'	—	2	19°26'
10 $\bar{1}4$	" "	11°17'	15'	1	11°58'*
11 $\bar{2}0$ (b)	30°00'	90°21'	19'	3	90°00'
6.6. $\bar{1}2.1$	То же	83°02'	—	1	83°31'*
5.5. $\bar{1}0.2$	" "	74°47'	—	1	74°47'*
11 $\bar{2}1$ (s)	" "	55°45'	15'	6	55°43'

П р и м е ч а н и е. $\rho_{\text{изм}}$ — среднее значение параметра, σ — среднеквадратичная ошибка измерения, n — число наблюдавшихся граней. В скобках — обозначения простых форм, присутствующих на рис. 4. Большинство значений $\rho_{\text{теор}}$ приведено по В. Гольдшмидту [29], вычисленные нами помечены звездочкой.

N o t e. $\rho_{\text{изм}}$ — average value of the parameter, σ — mean-square measurement error, n — the number of observed faces. In brackets — denominations of simple forms present in Fig. 4. Most $\rho_{\text{теор}}$ values are given according to V. Goldschmidt [29], those calculated by us are marked by asterisk.

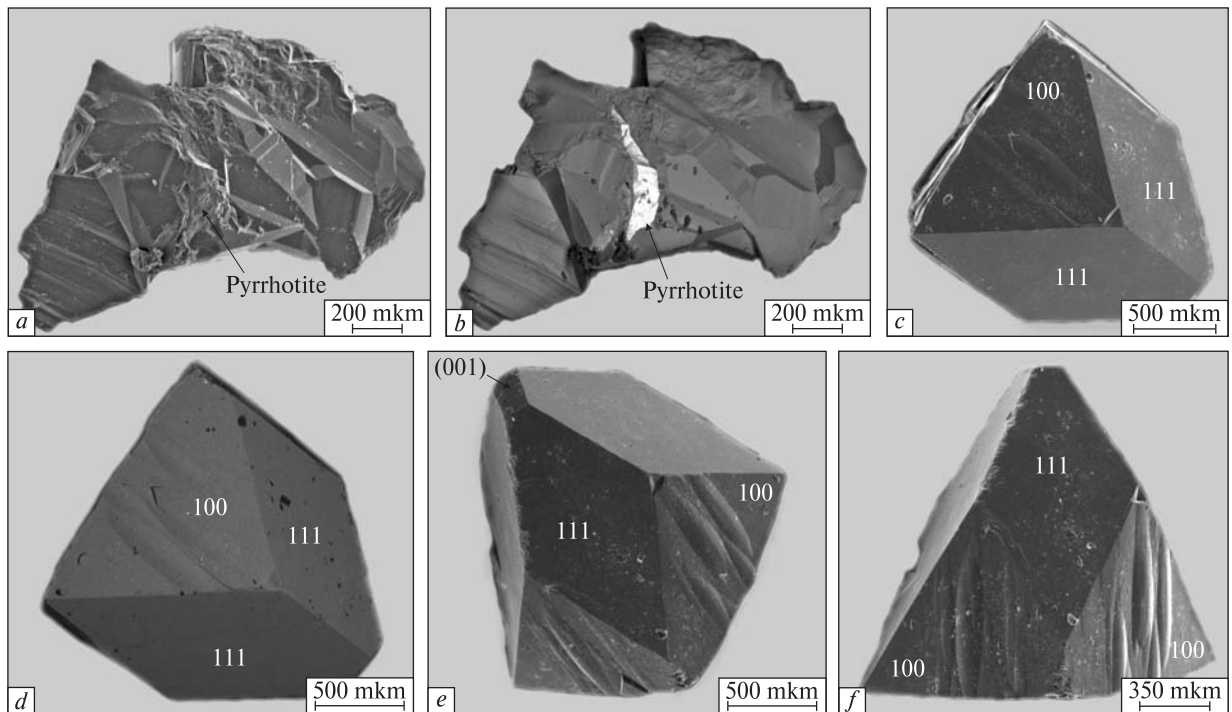


Рис. 5. Агрегат (a, b) и индивиды (c–f) апофиллита из месторождения Додо. СЭМ-изображения в режимах вторичных (a, c, e, f) и упруго-отраженных (b, d) электронов

Fig. 5. Aggregation (a, b) and individuals (c–f) of apophyllite from the deposit Dodo. SEM-images in regimes of secondary (a, c, e, f) and least-reflected (b, d) electrons

сигнал в гониометре. Форма $\{5.5.\bar{1}0.2\}$ тоже представлена отчетливо различной мелкой гранью, хотя и с более слабым отблеском. Последние две простые формы отсутствуют у В. Гольдшмидта и В.В. Буканова.

Как видим, на исследованном кристалле апатита имеются почти все грани важнейших простых форм. Второстепенные простые формы представлены, как правило, гораздо слабее, их грани удалось зафиксировать лишь в неполном числе. Последнее обусловлено либо неравномерностью роста кристалла, либо закамouflированностью соответствующих граней хлоритом. Следует добавить, что грани ряда зарегистрированных второстепенных форм — это, вероятно, вицинальные плоскости на гранях важнейших форм. Так, форма $\{5.0.\bar{5}.12\}$, возможно, служит вицинальной для простой формы $\{10\bar{1}2\}$, которую можно записать как $\{6.0.\bar{6}.12\}$. Кроме того, подобные простые формы могут представлять собой совокупность микророступеней, неразличимых визуально. На это указывает несовпадение соответствующих угловых параметров с вычисленными теоретически.

Напомним, что количество и степень развития простых форм на кристаллах обуславливаются, во-первых, величиной пересыщения

раствора, во-вторых, избирательной адсорбцией поверхностно-активных примесей на гранях той или иной простой формы и, в-третьих, индивидуальной (случайной) дефектностью пирамид нарастания граней. Хорошо известно, что разнообразие простых форм и тенденция к изометричности характерны для кристаллов, образовавшихся при небольших пересыщениях, в то время как упрощение габитуса кристалла и отклонения от изометричности возникают при относительно высоких пересыщениях. Оценивая полученные результаты с таких позиций, можно прийти к заключению, что исследованный нами кристалл фторгидроксилапатита образовался в условиях сравнительно малого пересыщения и при наличии в растворе поверхностно-активных частиц хлорита. Появление этих частиц на завершающей стадии роста кристаллов апатита не отразилось на их габитусе.

Апофиллит впервые был описан в кварцевых жилах Неройской полосы в 1986 г. [6]. Судя по топоминералогической информации, это гидротермальный, относительно низкотемпературный минерал, образовавшийся на поздней стадии минерализации наряду с цеолитами [14]. Объектом наших исследований послужили аг-

регаты и отдельные индивиды бесцветного апофиллита с микровростками пирротина и микроскульптурой на некоторых гранях (рис. 5). Состав минерала определен с помощью рентгеноспектрального микрозондового метода, показавшего, что на месторождении Додо мы имеем дело с Al-содержащим гидроксилapoфиллитом. Расчет его эмпирических формул мы производили из предположения о тетраэдрической координации ионов алюминия, количество валентных анионов определяли по балансу зарядов (табл. 3). В сростаниях с апофиллитом обнаружен клино-гексапирротин состава, мас. %: Fe — 37,01—40,36; S — 59,08—61,98, которому отвечает эмпирическая формула $Fe_{0,84-0,96}S$.

Описание морфологии кристаллов апофиллита из месторождения Додо нам неизвестно. Гониометрическому исследованию был подвергнут бесцветный, изометричного облика, внешне однородный индивид размером около 5 мм (рис. 6). В результате было установлено, что габитус этого кристалла обусловлен комбинацией внешне тетрагональных призмы $a\{100\}$ и дипирамиды $p\{111\}$. В дополнение к этому на некоторых кристаллах в качестве сугубо второстепенной грани присутствует грань базального пинакоида $c(001)$ (рис. 5, *e, f*). При всем впечатлении тетрагональности обнаруженные на кристаллах исследуемого минерала простые формы псевдотетрагональны, что обосновано ниже.

Известно, что у апофиллита в зависимости от условий его образования возможен и другой облик — например, таблитчатый, обусловленный уплощением по пинакоиду $c\{001\}$, или удлиненно-призматический. Таким образом, кристаллам апофиллита присущ кристалломорфологический типоморфизм. Юстировка кри-

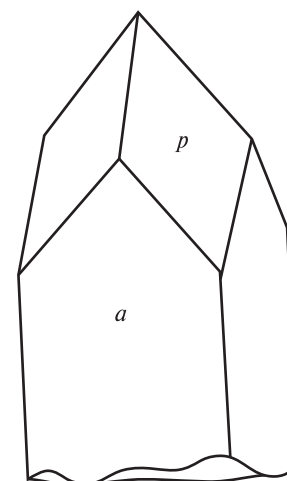


Рис. 6. Форма кристалла гидроксилapoфиллита из месторождения Додо

Fig. 6. Form of hydroxylapophyllite crystal from the deposit Dodo

сталла апофиллита на гониометре производилась по граням его головки, т. е. по граням дипирамиды $p\{111\}$, которые дают прекрасные световые сигналы в виде четких крестов. Некоторые из таких сигналов сдвоены, причем дополнительный (паразитный) крест отличается заметно меньшей яркостью, чем основной, использованный для юстировки индивида. Наличие сдвоенного сигнала объясняется визуально различаемым разделением грани дипирамиды на два участка прямой линией. Это означает, что указанные грани сложены двумя вичинальными поверхностями. Значения параметра ρ для обоих компонент сигнала практически одинаковы, различие в величине ϕ не превышает 3° . Полные результаты измерений представлены в табл. 4.

Величина ϕ для первой грани дипирамиды была принята равной теоретической. От этой величины отсчитывались значения ϕ для остальных граней дипирамиды и призмы. Среднеквадратичное отклонение величины ϕ от ее истинного значения для грани дипирамиды

Таблица 3. Химический состав гидроксилapoфиллита из месторождения Додо

Table 3. Chemical composition of hydroxylapophyllite from the deposit Dodo

Номер п/п	SiO ₂	Al ₂ O ₃	CaO	K ₂ O	Сумма	Эмпирическая формула
1	51,38	1,47	26,75	3,56	83,16	(Ca _{4,32} K _{0,69}) _{5,01} [Si _{7,93} Al _{0,07} O ₂₀](OH) _{1,26} · nH ₂ O
2	50,79	1,91	26,87	3,42	82,99	(Ca _{4,34} K _{0,66}) _{5,00} [Si _{7,66} Al _{0,34} O ₂₀](OH) _{1,00} · nH ₂ O
3	51,82	1,10	26,23	3,62	82,77	(Ca _{4,23} K _{0,70}) _{4,93} [Si _{7,80} Al _{0,20} O ₂₀](OH) _{0,96} · nH ₂ O
4	50,17	He обн.	28,15	4,32	82,64	(Ca _{4,49} K _{0,44}) _{4,93} [Si ₈ O ₂₀](OH) _{1,42} · nH ₂ O
5	51,04	1,49	26,74	3,52	82,79	(Ca _{4,34} K _{0,68}) _{5,02} [Si _{7,74} Al _{0,26} O ₂₀](OH) _{1,20} · nH ₂ O
6	52,16	1,06	26,34	3,70	83,26	(Ca _{4,23} K _{0,70}) _{4,93} [Si _{7,81} Al _{0,19} O ₂₀](OH) _{0,97} · nH ₂ O
7	50,70	1,74	26,59	3,93	82,96	(Ca _{4,32} K _{0,69}) _{5,01} [Si _{7,93} Al _{0,07} O ₂₀](OH) _{1,26} · nH ₂ O
8	51,99	0,98	26,39	3,84	83,20	(Ca _{4,26} K _{0,74}) ₅ [Si _{7,83} Al _{0,17} O ₂₀](OH) _{1,09} · nH ₂ O
9	52,26	0,98	26,74	3,37	69,35	(Ca _{4,29} K _{0,64}) _{4,93} [Si _{7,83} Al _{0,17} O ₂₀](OH) _{1,05} · nH ₂ O

$p\{111\}$ составляет $\pm 20'$ (табл. 4), хотя в одном случае отличие измеренной величины от теоретической достигает 1° . Среднее значение найденной величины ρ для грани этой дипирамиды составило $60^\circ 16' 30''$, что близко к теоретическому значению для данной простой формы, характеризующему тетрагональную разновидность апофиллита — $60^\circ 32'$ [29].

Привлекает внимание относительно большое отклонение величины ϕ граней дипирамиды от теоретических значений в сравнении с незначительными вариациями параметра ρ для этих граней. Как известно, противоположные грани тетрагональной дипирамиды лежат во взаимно перпендикулярных плоскостях. В нашем случае угол между указанными плоскостями, судя по измеренной для граней дипирамиды величине ϕ , отличается от прямого угла на $1-1,5^\circ$. Различные грани призмы на изученном нами кристалле существенно неодинаковы по своим световым рефлексам. Одна из этих граней дает в зрительной трубе гониометра широкое световое пятно, устойчивое по яркости, выходящее за пределы светового поля в зрительной трубе гониометра и не имеющее резких границ. Поэтому величины ϕ и ρ для такой грани определены наименее точно (табл. 4). Остальные три грани отличаются протяженными сравнительно узкими световыми лучами, которые тянутся в полосе $\rho \approx 90^\circ$ (табл. 4). Ввиду нечеткости границ этих сигналов значения ϕ для их концов округлены до $10'$. Световые лучи несколько изогнуты на разных своих участках, свидетельствуя о вариациях координаты ρ . В пределах этих лучей выделяются два-три относительно яркие световые пятна. Координаты наиболее яркого из

них были приняты за соответствующие данной грани. Таким образом, выбор световой точки, соответствующей грани призмы, приходится считать до некоторой степени субъективным.

Возникновение протяженных световых лучей обусловлено интерференцией из-за штриховки (ступенчатости) граней [10, 11], которая ранее уже отмечалась для апофиллита [27], но без описания связанных с нею гониометрических картин. В нашем случае световые пятна, обусловленные микроморфологией граней, в принципе могут и не быть связанными с совокупностью ступеней одной ориентации, поскольку колебания координаты ρ возникают и вследствие неровности отдельных ростовых ступеней по их длине. Под бинокляром ступенчатость граней призмы на кристалле исследуемого гидроксилapoфиллита выглядит как неравномерная ребристость, ориентированная субвертикально параллельно оси c . Представление о ее характере дают изображения на рис. 4, *e, f*. Таким образом, скульптура граней призмы апофиллита не представляет собой обычную штриховку, т. е. тонкую равномерную ступенчатость, распространяющуюся по всей поверхности граней.

Отмеченное выше различие в характере морфологии индивидуальных граней призмы данного кристалла апофиллита свидетельствует о том, что этот кристалл, сохраняя внешне тетрагональный вид, в действительности имеет более низкую симметрию. Указанное выше угловое отличие от взаимной перпендикулярности плоскостей, в которых лежат грани дипирамиды, также служит подтверждением нететрагональности исследуемого нами кри-

Таблица 4. Гониометрические данные о гидроксилapoфиллите из месторождения Додо

Table 4. Goniometric data about hydroxylapoфиллите from the deposit Dodo

Грань	$\phi_{\text{изм}}$	$\phi_{\text{теор}}$	$\rho_{\text{изм}}$	Длина светового луча, ϕ	$\rho_{\text{теор}}$
<i>Дипирамида $p\{111\}$</i>					
1	45°00'	45°00'	60°16'	—	—
2	136°02'	135°00'	60°15'	—	—
3	224°33'	225°00'	60°18'	—	—
4	315°17'	315°00'	60°17'	—	—
<i>Призма $a\{100\}$</i>					
5	0°39'	0°00'	88°47' ↔ 88°07'	351°10' ↔ 6°50'	90°00'
6	91°29'	90°00'	89°13' ↔ 88°35'	87°00' ↔ 94°00'	90°00'
7	183°00'	180°00'	87°07' ↔ 90°12'	181°00' ↔ 185°00'	90°00'
8	278°00'	280°00'	82°40'	Не опр.	90°00'

талла. На подобную анизотропию закавказского апофиллита по штриховке на призматических гранях обратил внимание и М.Н. Шкабара [27]. Одни грани призмы $a \{100\}$ на имевшихся в его распоряжении кристаллах обладали вертикальной штриховкой, параллельной оси c , в то время как другие грани характеризовались двумя взаимно перпендикулярными направлениями штриховки — вертикальным и горизонтальным. М.Н. Шкабара отмечал также, что грани дипирамиды $p \{111\}$, образующие одну головку кристалла, были "зеркально-гладкими", а грани той же простой формы, образующие противоположную головку, выглядели "матовыми". Фигуры травления на разных гранях призмы $a \{100\}$ тоже существенно отличались друг от друга. Все это автор объяснил тем, что изученный им кристалл имел сингонию, пониженную до ромбической вследствие особого соотношения в апофиллите анионов F^- и $(OH)^-$. На основании совокупности морфологических данных М.Н. Шкабара предположил, что изученный им кристалл апофиллита относится не к тетрагональной сингонии, а к планальному виду симметрии ромбической сингонии L_22P . При рентгеновских исследованиях также устанавливалась принадлежность натроапофиллита не к тетрагональной, а к ромбической сингонии [17].

Известно, что скульптура граней чувствительна к изменению симметрии кристаллов. Снижение симметрии от тетрагональной до ромбической делает призматические грани кристаллов апофиллита нетождественными по способности адсорбировать поверхностно-активные примеси, что, в свою очередь, приводит к возникновению принципиальных различий в их скульптуре. Таким образом, гониометрическое изучение морфологии граней в еще большей степени, чем теоретическое морфомоделирование [21], позволяет уточнить симметрию реальных кристаллов без использования кристаллооптического и рентгеноструктурного методов.

Представленный материал дает дополнительный вклад в понимание типоморфизма изученных минералов.

Авторы благодарят И.С. Астахову за предоставление образцов для исследований, С.Т. Неверова и В.Н. Филиппова за сотрудничество, а П.П. Юхтанова — за ценные консультации.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Бонитедт-Куплетская Э.М.* О кристаллах сфена с Приполярного Урала // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. — 1943. — Ч. 42, вып. 2. — С. 116—124.
2. *Буканов В.В.* Апатит из жил альпийского типа на Приполярном Урале // Там же. — 1961. — Ч. 90, вып. 3. — С. 591—598.
3. *Буканов В.В.* Горный хрусталь Приполярного Урала. — Л. : Наука, 1974. — 212 с.
4. *Буканов В.В.* Хрусталеносные жилы Приполярного Урала // Мир камня. — 1995. — № 8. — С. 7—12.
5. *Буканов В.В., Бурлаков Е.В., Козлов А.В., Пожидаев Н.А.* Приполярный Урал: минералы хрусталеносных жил // Минерал. альманах. — 2012. — 17, вып. 2. — 136 с.
6. *Бурлаков Е.В.* Парагенезисы хрусталеносных жил и зон хрусталеконтролирующих разрывов Неройского района (Приполярный Урал) // Новые и малоизученные минералы и минеральные ассоциации Урала. — Свердловск : Урал. НЦ АН СССР, 1986. — С. 137—138.
7. *Бурлаков Е.В.* Минералогия кварцево-жильных месторождений и минералого-геохимические признаки рудоконтролирующих тектонических разрывов (на примере Неройского района Приполярного Урала) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — Сыктывкар, 1989. — 20 с.
8. *Бурлаков Е.В., Скобель Л.С.* Кварцевые жилы одного из районов Урала // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ АН СССР. — 88. — Вып. 13. — С. 55—65.
9. *Вертушков Г.Н.* Жилы альпийского типа на Урале // Докл. АН СССР. — 1937. — 16, № 7. — С. 379—389.
10. *Глазов А.И.* Дифракция света от штриховки на кристалле и ее применение в практике гониометрии // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. — 1974. — Ч. 103, вып. 2. — С. 261—266.
11. *Глазов А.И.* Методы морфометрии кристаллов. — Л. : Недра, 1981. — 147 с.
12. *Евсеев А.А.* Географические названия в минералогии : Крат. указ. — М. : Изд-во Минерал. музея, 2000. — Ч. I. — 269 с.
13. *Иванов О.К.* Формы кристаллов апатита в зависимости от условий кристаллизации // Уральская минералогическая школа — 2012. — Екатеринбург : Изд-во УГГ УрО РАН, 2012. — С. 48—51.
14. *Кузнецов С.К., Буканов В.В., Юхтанов П.П.* Топоминералогические закономерности хрусталеобразования. — Л. : Наука, 1988. — 143 с.
15. *Кузнецов С.К., Лютеев В.П., Шанина С.Н. и др.* Особенности качества жильного кварца уральских месторождений // Изв. Коми НЦ УрО РАН. — 2011. — № 4. — С. 65—72.
16. *Леммлейн Г.Г.* Жилы Альпийского типа на Приполярном Урале // Минералогия Урала. — М. : Изд-во АН СССР, 1954. — Т. 1. — С. 435—445.
17. *Минералы* : Справ. Т. IV, вып. 2. — М. : Наука, 1992. — 662 с.
18. *Попов В.А.* Практическая кристалломорфология ми-

- нералов. — Свердловск : Изд-во УНЦ АН СССР, 1984. — 191 с.
19. *Путивцева Н.В.* Морфология апатита // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. — 1985. — № 2. — С. 31—37.
 20. *Путивцева Н.В.* Типоморфные особенности акцессорного и рудного апатита по данным кристалломорфологического и стереометрического анализа : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1985. — 18 с.
 21. *Силаев В.И., Симакова Ю.С., Лутоев В.П. и др.* Уральский минерал глюцит: новые данные // Урал. геол. журн. — 2006. — № 4. — С. 93—132.
 22. *Соколов Ю.М., Мельников Е.П., Маханек Е.К., Мельникова Н.И.* Минерагеня метаморфогенных месторождений горного хрусталя и гранулированного кварца. — Л. : Наука, 1977. — 120 с.
 23. *Сучкова Е.М.* Акцессорные минералы гидротермальных кварцевых жил и их значение для оценки хрусталеносности (на примере Хобеинской хрусталеносной полосы Приполярного Урала) : Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1978. — 17 с.
 24. *Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П.* Минералогия, типоморфизм и генезис акцессорных минералов изверженных пород севера Урала и Тимана. — Л. : Наука, 1968. — 251 с.
 25. *Холоднов В.В., Коновалова Е.В.* Морфология и другие типоморфные свойства апатита в гранитоидах Урала с кварц-жильным золотым оруденением // Уральская минералогическая школа — 2012. — Екатеринбург : Изд-во УГГ УрО РАН, 2012. — С. 186—191.
 26. *Шафрановский И.И.* Кварц горы Неройки. — М.-Л. : Наркомат мест. пром-сти РСФСР, 1937. — 40 с.
 27. *Шкабара М.Н.* Апофиллит из Ахалцихского района // Зап. Всесоюз. минер. о-ва. — 1948. — Ч. 74, вып. 4. — С. 253—257.
 28. *Юхтанов П.П.* Минеральный кадастр Приполярноуральской провинции // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ АН СССР, 1988. — Вып. 66. — С. 5—17.
 29. *Goldschmidt V.* Kristallographische Winkeltabeln. — Berlin : Springer Vlg., 1897. — 432 s.
 30. *Goldschmidt V.* Atlas der Krystallformen. Text. I. — Heidelberg : Carl Winers Universitätsbuchhandlung, 1913. — 248 s.
- Поступила 28.10.2013
- REFERENCES
1. *Bonshtedt-Kupletskaja, E.M.* (1943), *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obschestva*, Ch. 42 No 2, Moscow, pp. 116-124.
 2. *Bukanov, V.V.* (1961), *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obschestva*, Ch. 90 No 3, Moscow, pp. 591-598.
 3. *Bukanov, V.V.* (1974), *Gornii khrustal Pripolyarnogo Urala*, Nauka, Leningrad, 212 p.
 4. *Bukanov, V.V.* (1995), *Mir kamnya*, No 8, pp. 7-12.
 5. *Bukanov, V.V., Burlakov, E.V., Kozlov, A.V. and Pozhidaev, N.A.* (2012), *Mineralogicheskii almanah*, Vol. 17 Vyp. 2, 136 p.
 6. *Burlakov, E.V.* (1986), *Novie i maloizuchennye minerali i mineral'nie assotsiazii Urala*, Ural'ski NC AN SSSR, Sverdlovsk, pp. 137-138.
 7. *Burlakov, E.V.* (1989), *Avtoreferat dissertazii kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*, Syktyvkar, 20 p.
 8. *Burlakov, E.V. and Skobel, L.S.* (1988), *Trudi Instituta geologii Komi NC AN SSSR*, Vyp. 13, pp. 55-65.
 9. *Vertushkov, G.N.* (1937), *Doklady AN SSSR*, Vol. 16 No 7, Moscow, pp. 379-389.
 10. *Glazov, A.I.* (1974), *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obschestva*, Ch. 103 No 2, Moscow, pp. 261-266.
 11. *Glazov, A.I.* (1981), *Metodi morfometrii krystallov*, Nedra, Leningrad, 147 p.
 12. *Evseev, A.A.* (2000), *Geograficheskie nazvaniya v mineralogii*, *Kratkii ukazatel*, Ch. 1, Izdatel'stvo Mineralogicheskogo muzeya, Moscow, 269 p.
 13. *Ivanov, O.K.* (2010), *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2012, Materiali Vserossiiskoi nauchnoi konferenzii*, Izdatel'stvo UGG UrO RAN, Ekaterinburg, pp. 48-51.
 14. *Kuznetsov, S.K., Bukanov, V.V. and Yuktanov, P.P.* (1988), *Topomineralogicheskie zakonomernosti khrustaleobrazovaniya*, Nauka, Leningrad, 143 p.
 15. *Kuznetsov, S.K., Lutoev, V.P., Shanina, S.N., Svetova, E.N. and Sokerina, N.V.* (2011), *Izvestiya Komi NC UrO RAN, Syktyvkar*, No 4, pp. 65-72.
 16. *Lemlein, G.G.* (1954), *Mineralogiya Urala*, Vol. 1, Izdatel'stvo AN SSSR, Moscow, pp. 435-445.
 17. (1992), *Minerali: spravochnik* Vol. IV Vyp. 2, Nauka, Moscow, 662 p.
 18. *Popov, V.A.* (1984), *Prakticheskaya kristallomorfologiya mineralov*, Izdatel'stvo UNZ AN SSSR, Sverdlovsk, 191 p.
 19. *Putivtseva, N.V.* (1985), *Izvestiya VUZov. Geologia i razvedka*, No 2, pp. 31-37.
 20. *Putivtseva, N.V.* (1985), *Avtoreferat dissertatsii kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*, Moscow, 18 p.
 21. *Silaev, V.I., Simakova, Yu.C., Lutoev, V.P., Rakin, V.I., Filippov, V.N. and Shiryayeva, L.L.* (2006), *Ural'ski geologicheskii zhurnal*, No 4, pp. 93-132.
 22. *Sokolov, Yu.M., Melnikov, E.P., Mahanek, E.K. and Mel'nikova, N.I.* (1977). *Minerageniya metamorfo-gen-nih mestorozhdenii gornogo khrustalya i granulirovannogo kvarza*, Nauka, Leningrad, 120 p.
 23. *Suchkova, E.M.* (1978), *Avtoreferat dissertazii kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk*, Moscow, 17 p.
 24. *Fishman, M.V., Yushkin, N.P., Goldin, B.A. and Kalinin, E.P.* (1968), *Mineralogiya, tipomorfizm i genesis akzessornih mineralov izverzhennih porod severa Urala i Timana*, Nauka, Leningrad, 251 p.
 25. *Holodov, V.V. and Konovalova, E.V.* (2012), *Ural'skaya mineralogicheskaya shkola-2012, Materiali Vserossiiskoi nauchnoi konferenzii*, Izdatel'stvo UGG UrO RAN, Ekaterinburg, pp. 186-191.
 26. *Shafranovskii, I.I.* (1937), *Kvarz gori Neroiki, Narkomat mestnoi promishlennosti RSFS*, Moscow-Leningrad, 40 p.
 27. *Shkabara, M.N.* (1948), *Zapiski Vsesoyuznogo mineralogicheskogo obschestva*, Ch. 74 No 4, pp. 253-257.

28. Yuhtanov, P.P. (1988), *Trudi Instituta geologii Komi NZ AN SSSR*, Vyp. 66, pp. 5-17.
 29. Goldschmidt, V. (1897), *Kristallographische Winkel-tabeln*, Springer Vlg., Berlin, 432 p.
 30. Goldschmidt, V. (1913), *Atlas der Krystallformen*, Text. I, Carl Winers Universitätsbuchhandlung, Heidelberg, 248 p.

Received 28.10.2013

Є.Б. Трейвус¹, В.І. Сілаєв²

¹ Федер. держ. бюджет. освіт. установа вищ. проф. освіти "Санкт-Петербурзький державний університет" 199034, г. С.-Петербург, Росія, Університетська наб., 7/9
 E-mail: evgtrivos@mail.ru

² Інститут геології Кому НЦ УрВ РАН 167982, м. Сиктивкар, Росія, ул. Первомайська, 54
 E-mail: silaev@geo.komisc.ru

НОВІ ДАНІ ПРО МІНЕРАЛИ З КРИШТАЛЕВОНОСНОГО РОДОВИЩА ДОДО (ПРИПОЛЯРНИЙ УРАЛ)

Наведено результати хімічного та гоніометричного вивчення кристалів титаніту, апатиту і апофіліту з кристалевоносного родовища Додо на Приполярному Уралі. Двійник титаніту відрізняється меншою кількістю простих форм, ніж це встановлено для даного мінералу в інших кристалевоносних жилах цього району. Разом з цим на дослідженому кристалі виявлено дві прості форми, невідомі раніше для титаніту уральських родовищ. Таблицчастий обрис і пінакоїдально-дипірамідальний габітус вивченого кристала апатиту подібні до описаних раніше для родовищ цього району і типові для апатиту із низькотемпературних кварцових жил. Зроблено висновок про ромбічну сингонію розглянутого різновиду апофіліту згідно з результатами гоніометричного вивчення та особливостями скульптури його граней і його можливого типоморфізму.

Ключові слова: кварц, титаніт, апатит, апофіліт, кристаломорфологія, гоніометрія, типоморфізм.

E.B. Treyvus¹, V.I. Silaev²

¹ Federal State Budgetary Educational "Saint Petersburg State University" 7/9, Universitetskaya, 199034, Saint Petersburg, Russia
 E-mail: evgtrivos@mail.ru

² Institute of Geology, Komi SC, UB, RAS 54, Pervomayskaya st., 167982, Syktyvkar, Russia
 E-mail: silaev@geo.komisc.ru

NEW DATA ON MINERALS FROM QUARTZ DEPOSIT DODO (SUBPOLAR URALS)

The results of chemical and goniometric study of titanite, apatite and apophyllite crystals from the quartz deposit Dodo of the Subpolar Urals are represented in the article. Subindividuals of *titanite* double joints with size 15 × 8 mm have irregular (spotted) light brown color and are characterized by the less number of simple forms than in other rock crystal deposits of this mineral. Apart from general simple forms two new forms have been found on the investigated crystal, which were not previously observed on the individuals of the Ural titanite. The studied *fluorhydroxylapatite* crystals about 5 × 2.5 mm in size have a tabular shape flattening along pinacoid and pinacoid-prismatic habit, which is typical of apatite from low-temperature quartz veins. These crystals have almost all the most important faces for apatite simple forms. Some of secondary form faces are vicinal planes on habit faces. The studied *hydroxylapophyllite* crystals are colorless and isometric and about 5 mm in size. The habit is formed by the combination of externally tetragonal prism $a\{100\}$ and dipyrmaid $p\{111\}$ and rare secondary face of the basal pinacoid. Looking like tetragonal crystals these simple forms are pseudotetragonal, because various faces of the same simple form show significant differences in microsculpture and deviation of planes of dipyrmaid faces from orthogonality. The reduction of symmetry to orthorhombic makes apophyllite prismatic crystal faces not identical in their adsorbing capacity to surface-active impurities, which in turn leads to fundamental differences in microsculpture.

Keywords: quartz, titanite, apatite, apophyllite, crystal morphology, goniometry, typomorphism.