

Д. П. СЕРДЮЧЕНКО, А. Г. ЖАБИН, В. А. МОЛЕВА

**ИЛЬМЕНИТЫ И ТИТАНОМАГНЕТИТЫ ИЗ КОМПЛЕКСОВ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ, ЩЕЛОЧНЫХ И КАРБОНАТИТОВЫХ ПОРОД**

Несмотря на широкие исследования ассоциаций ультраосновных — щелочных — карбонатитовых пород, все еще остаются мало изученными или не до конца разъясненными некоторые вопросы их акцессорной (и поэтому особенно важной и показательной) минералогии, а также основная генетическая проблема карбонатитов, заключающаяся не столько в выяснении способа их образования (магматического, метасоматического...), сколько в установлении источника карбонатного вещества и редких элементов: ювенильно-магматического или осадочного. Именно пространственная и геолого-геохимическая связь «карбонатитов» на восточных окраинах Алданской платформы с гидротермально и тектонически преобразованными, явно метаосадочными пластовыми известняково-доломитовыми кальцифирами докембрия, привела нас к выводу, что по меньшей мере значительная часть таких карбонатных образований не является типичными карбонатитами, а относится к карбонатитоподобным породам, сформировавшимся за счет осадочного карбонатного материала (Сердюченко и др., 1964).

Пикритовые порфириды, имеющие в зальбандах апатитовые оторочки, на Чадобецком поднятии в Сибири прорывают синийские известняково-доломитовые пласты и согласные с ними сидерит-фосфоритовые слои и песчаники с фосфатным цементом. Апикальные участки этих интрузий сильно карбонатизированы, а на их продолжении и в сопряженных с ними трещинах образовались анкерит-доломит-кальцитовые жилы с альбитом и редкометальными минералами. Исходя из геолого-геохимических и пространственных соотношений пород, мы отнесли карбонатные жилы, а также карбонатизацию (и апатитизацию) самих пикритовых порфиритов к явлениям, генетически связанным с ассимиляцией вторгшейся магмой фосфатно-карбонатного осадочного материала и с его мобилизацией и гидротермальным переотложением в трещинах (Сердюченко, Чайка, 1967). Жилы эти, таким образом, карбонатитоподобные (метаосадочные), а не собственно карбонатитовые. Этот наш вывод был впоследствии подтвержден и изотопным анализом углерода из чадобецких «карбонатитов» и вмещающих карбонатных осадочно-метаморфических толщ (Багдасаров и др., 1969); в первых обнаружили более высокие значения изотопа C^{13} сравнительно с карбонатитами из других провинций, а во вторых — сниженные содержания C^{13} сравнительно со средним для осадочных пород; это (дополнительно к нашим геолого-петрографическим и минералого-геохимическим доказательствам) также аргументирует мысль о заимствовании карбонатного материала и многих малых металлов и редких элементов из осадочных карбонатных слоев и сопровождающих их глинисто-песчаных пород при

формировании своеобразных карбонатных тел. В этой связи следует отметить, что источником титана для формирования титаномагнетитов и ильменитов в карбонатитовых комплексах могли быть также сами глинисто-песчанистые и карбонатные осадочные породы: они, особенно в своих углеродисто-глинистых фациях и их метаморфических производных, часто значительно и даже сильно обогащены титаном (Сердюченко, 1956; Гернгардт, 1962; Кочетков, 1967; Коробова, 1965; Портнов и Жаднова, 1969; и др.).

Сведения о составе ильменитов из ультраосновных — щелочных — карбонатитовых комплексов очень немногочисленны. Поэтому наши новые данные позволяют не только пополнить сведения по минералогии этих горных пород, но помогут выяснить топохимические и генетические особенности ильменитов.

Акцессорный ильменит известен почти во всех типах горных пород из этих комплексов. В хронологической последовательности могут быть выделены следующие основные генерации ильменита:

- I — в дунитах, пироксенитах, перидотитах;
- II — в ийолитах-мельтейгитах, ийолит-уртитах и нефелино-пироксеновых породах; в мелилитовых породах;
- III — в кальцит-апатит-магнетит-форстеритовых породах (камафоритах);
- IV — в щелочных сиенитах;
- V — в доломитовых и анкеритовых карбонатитах и карбонатитоподобных образованиях.

Исследования титаномагнетитов из комплексных массивов Маймеча-Котуйской и Карело-Кольской провинций (Бородин и др., 1966) показали, что это минерал — почти единственный «сквозной», присутствующий во всех породах — от дунитов до карбонатитов. Однако состав титаномагнетитов в различных породах существенно иной: в первичных ультрабазитах титаномагнетит наиболее богат TiO_2 и MgO , содержит Cr_2O_3 (часто в виде хромовой шпинели) и NiO ; в щелочных же породах, особенно в карбонатных, содержание этих окислов резко падает, но появляются примеси редких элементов (Nb , Ta и др.); среди сопутствующих минералов в том же направлении резко снижается роль ульвешпинели и, соответственно, возрастает значение магнетита и вторичного ильменита.

Магнетиты из «камафоритов» Ковдорского месторождения тоже в своем большинстве относятся к титаномагнетитам, так как почти всегда содержат закономерно ориентированные пластинчатые и решетчатые выделения ильменита, а также прерывисто-игольчатые, точечные и изометрические включения шпинели (плеонаста), т. е. при охлаждении произошел распад первоначального твердого раствора титанистого и железистого компонентов в магнетите. При электронно-микроскопическом исследовании установлено, что магнетитовая матрица, включающая ильменит и плеонаст и кажущаяся однородной при исследовании в обычном микроскопе, в действительности состоит из двух минеральных фаз: магнетита и магнезиоферрита, которые имеют бугорчатое, штриховидно-пластинчатое и сетчатое строение (Гайдукова, Чернышева, 1970).

Е. А. Чернышева и Г. С. Гормашева (1969) детально описали титаномагнетиты и ильменит из двух карбонатитовых массивов в Восточной Сибири, «в магнетитах» которых уже ранее отмечалось (Пожарицкая, Развозжаева, 1966) присутствие титана, ниобия, тантала и циркония. Оба массива представляют собою серию карбонатитовых тел, сформированных путем замещения (механизм этого рода имеет место и на Чадобецком поднятии) пироксен-нефелиновых пород. Карбонатитообразование происходило при последовательно снижавшейся температуре: в 1 и 2 стадиях развиты главным образом пироксеновые и форстеритовые карбонатиты, в 3 и 4 — их амфиболовые разновидности. Титаномагнетит присутствует в карбонатитах первых трех стадий, причем содержание «ильменитового компонента» в магнетитах,

лишенных ильменитовых вростков, закономерно понижается и равно, соответственно, 20—10—5 мол. %; в последнем случае вместе с магнетитом выделяются и зерна ильменита. Его состав (TiO_2 49,00; Fe_2O_3 12,75; FeO 37,30; MnO 0,50; MgO 0,45; сумма 100,00%) соответствует содержанию компонентов: ильменита 84,30, пиррофанита 1,14, гейкилита 1,79, гематита 6,51, рутила 6,26 мол. %. При микроскопическом исследовании авторы обнаружили в магнетитах из карбонатитов 1-ой стадии пластинчатые выделения ульвёшпинели, которая под влиянием более поздних растворов замещена «капельками» ильменита, собирательно кристаллизующегося в относительно крупные пластинки; одновременно с этим происходила серпентинизация форстерита и частичное замещение перовскита циркелитом. На контакте с нефелин-пироксеновыми породами в этих же карбонатитах встречается магнетит с пластинками ильменита и зернышками обыкновенной шпинели, а вблизи ийолитов в них имеется магнетит с прямоугольной сеткой ильменита, унаследованной, по-видимому, от ульвёшпинели в магнетите ийолитов, подвергшихся карбонатизации.

В карбонатитах 2-ой стадии магнетит не содержит ульвёшпинели, в нем имеются только вростки ильменита и главным образом в приконтактных зонах. Самоочищение магнетита усиливалось в карбонатитах 3-й стадии: на участках наиболее полной их перекристаллизации присутствуют уже две автономные фазы — хорошо окристаллизованный магнетит почти без ильменитовых вростков и таблички ильменита с включениями гематита. Карбонатитообразование 1-й стадии обоснованно градуируется авторами температурой не ниже 600°C , так как только в этих условиях существует почти неограниченная смесимость в системе $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{FeFe}_2\text{O}_4$ (Ramdohr, 1926; Цветков и др., 1965). Карбонатиты 2-й стадии, вероятно, сформировались при температуре около 500°C , а 3-й стадии — еще ниже.

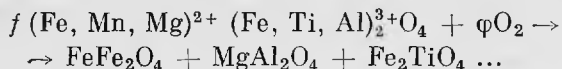
В связи с понижением температуры, стадиям карбонатитообразования соответствуют определенные, в общем эволюционирующие минеральные формы распада твердых растворов ортотитаната железа (и магния²) в магнетите и перекристаллизации продуктов этого распада.

Магнетиты и ильмениты из восточно-африканских карбонатитов (Родезия, Уганда, Кения, Танзания, ЮАР) были изучены по профилям зерен точечным методом с помощью электронного микросонда (Prins, 1972). При этом всюду обнаруживалась, связанная очевидно с постепенными направленными изменениями в составе формирующихся карбонатитов, зональность магнетитовых зерен: закономерное их обеднение Ti, Mg, Mn, Ca от центра к краям при различном поведении V и Al. В трех ильменитах из карбонатитов Танзании, экссолевированных вдоль (111) магнетита, много (около 10 мол. %) пиррофанитового компонента: 3,08—3,57—4,95% MnO, т. е. на порядок выше, чем в сопряженных с ними магнетитах; содержание же MgO (0,35—0,52—0,52%) в среднем только вдвое больше, чем в матрице магнетита и свидетельствует о присутствии около 2 мол. % гейкилита.

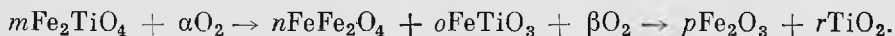
Согласно экспериментальным данным, температура карбонатного расплава и выделения магнетито-ильменитовых фаз близка к 550°C , а фугитивность кислорода (f_{O_2}) — к $10^{-23} - 10^{-24}$ атм. В этих же низкотемпературных условиях, но при повышенном содержании в карбонатной вмещающей среде Mg, Al и Ti, по краям магнетитовых зерен выделился не только ильменит, но и шпинель типа герцинита или магнезиоферрита, в виде дисков или сфер параллельно (100) магнетита.

Таким образом, содержание титана в магнетитах из ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов зависит от исходного состава расплава, от понижающейся температуры и фугитивности кислорода при формировании рудных минеральных фаз. Первоначально, при температуре, близкой к 1000°C , это был, очевидно, однофазный твердый «шпинелевый» раствор ($\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4 + \text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{MgAl}_2\text{O}_4$), соответствующий общей стехиометрической формуле титаномагнетита: $\text{Fe}_{(1+x)}^{2+} \text{Fe}_{(2-2x)}^{3+} \text{Ti}_x^4\text{O}_4^{2-}$, где $0 < x < 1$;

при этом принимается титан четырехвалентным, а изоморфизм — типа $\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3 - \text{Fe}^{3+}\text{Fe}^{3+}\text{O}_3$ (Ramdohr, 1926; Readman, O'Reilly, 1971). Однако рудная минеральная фаза могла иметь состав с вполне изоморфными при высокой температуре компонентами, где Ti был не четырех-, а трехвалентный¹ и входил в ряд $\text{Al} - \text{Fe}^{3+} - \text{Ti}^{3+}$, т. е. с понижением температуры шел процесс распада:



и далее (при начавшемся внутреннем или внешнем окислении):



Процесс этот, скорее всего, был не одноактным, а пульсирующим, и «сбрасывание» компонентов с появлением новых фаз и генераций происходило ступенчато, с чем и связаны наблюдаемые местами (Siemiatkowski, 1970) разновозрастные и отличающиеся по крупности и формам выделения ульвёшинели, ильменита, герцинита (плеонаста). Все это усложнялось последующими явлениями перекристаллизации, в частности — собирательной. Эта тенденция в ходе процесса (при внутреннем окислении и остывании) находится в согласии с составом и условиями кристаллизации железо-титановых окисных минералов: а) в дифференцированных трапшах Сибири (Альмухамедов, 1968)²; б) в высокотемпературных экзоконтактах приповерхностных верхнеюрских кварцево-сиенитовых малых интрузий Алдана, где в обстановке деоломитизации вмещающих нижнекембрийских толщ образовались $(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Fe}_2\text{O}_4$, $(\text{Fe}, \text{Mg})_2\text{TiO}_4$ и $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{Al}_2\text{O}_4$ (Сердюченко, Молева, 1958); в) при высокой температуре излияния и остывания андезито-базальтовых лав Этны, в которых выделились своеобразные шпинели, представляющие твердый раствор $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 - \text{Fe}^{\text{II}}(\text{Fe}^{\text{III}}, \text{Al}_2)\text{O}_4 - \text{MgFe}_2\text{O}_4$ (Zeller, Bolfa, 1969); так как в эффузивах лишены закалки и медленнее остывают внутренние участки кристаллов, гомогенны их внешние зоны, а внутренние (особенно центральные) содержат в виде продукта распада гематит.

В апатито-нефелиновых и ийолит-уртитовых породах Кольского полуострова (Лабунцов, Искюль, 1937) титаномagnetиты известны в виде агрегатов мелких неправильных зерен; в них почти всегда имеется значительный остаток FeO после связывания с нею всей Fe_2O_3 (магнетит) и TiO_2 (ильменит); рудные зерна при микроскопическом исследовании обнаруживают ильменит и магнетит в структурах распада твердого раствора. Таким образом, очевидно, что изначально, при повышенных — более 600° С — температурах, здесь имела система $\text{Fe}_2\text{TiO}_4 + \text{FeFe}_2\text{O}_4$.

В более низкотемпературных образованиях этих щелочных массивов — в пегматитах и гидротермалитах — титаномagnetиты практически отсутствуют, но широко развиты тонкие пластинки или хорошо образованные кристаллы ильменита; в них изоморфная примесь³ гейкилитовой и пиро-

¹ В составе наиболее высокотемпературных биотитов Якоб еще в 1937 г. с помощью точных химических анализов выделил TiO_2 и Ti_2O_3 до 2% (Jacob, 1937), а используя метод электронного парамагнитного резонанса, Л. В. Бершов (1970) недавно установил широкое распространение трехвалентного титана во многих минералах.

² А. И. Альмухамедов, вопреки результатам, полученным им по кривой Баддингтона (Buddington, Lindsley, 1964), считает магнизиальные (бедные ульвёшинелью) трапши нижней зоны более высокотемпературными, чем более поздние железистые (богатые ульвёшинелью), но нам представляется, что при этом не полностью оценена большая близповерхностность верхних железистых трапшových зон и повышающая температура «излившихся» пород среда, богатая кислородом.

³ Н. И. Еремин и Н. Е. Сергеева (1969) отметили фазовую неоднородность пикроильменитов из якутских кимберлитов, что необходимо учитывать при рассмотрении вопроса об изоморфных примесях в FeTiO_3 . Однако детальные исследования физических свойств (микротвердость, отражательная способность, свето- и двуупреломление, прозрачность в ИК-свете) достоверно показывают, что между FeTiO_3 и MgTiO_3 существует непрерывный изоморфный ряд (Cervelle, 1967).

фанитовой составляющих незначительна, но довольно часто по анализам обнаруживается Fe_2O_3 в виде твердого раствора, микроскопических же выделений гематита нет.

Киноварно-красные толстотаблитчатые кристаллы пирофанита обнаружены в пустотах микроклин-эгирин-сфен-натролитовых пегматитовых жил в Ловозерском нефелин-сиенитовом массиве (Семенов, 1963).

На Украине, в габбро-норитах Подолии и Волыни рудные титаномагнетитовые зерна при химических анализах почти всегда содержат избыток FeO после расчетного выделения магнетитового и ильменитового

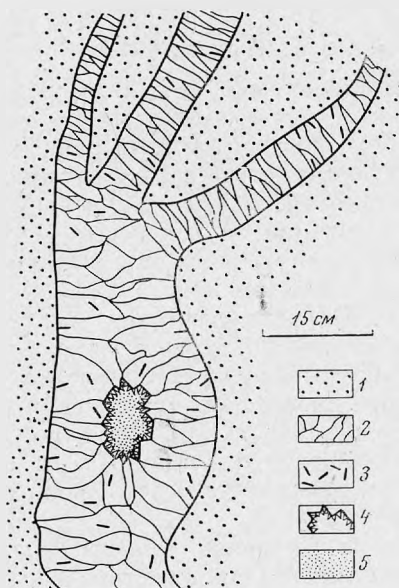


Рис. 1. Кальцитовая жила с ильменитом (№ 1313-А). Массив Арбарастах, Якутия

- 1 — флогопито-магнетитовая порода,
- 2 — крупнозернистый кальцит,
- 3 — ильменит,
- 4 — друзы анкерита, нарастающие на головки кристаллов кальцита,
- 5 — тонкозернистые розовые агрегаты карбонатов редких земель

компонентов, т. е. в их составе в начальной стадии кристаллизации была ультвёшпинель. Микроскопическое исследование показывает первичный магнетит, магнетит + ильменит (с решетчатой структурой распада твердого раствора) и более поздние неправильно округлые зерна чистого ильменита (Сердюченко, 1951).

Эта наша экспериментальная работа посвящена специально ильменитам, место и относительно низкотемпературные условия образования которых в процессе формирования ультраосновных — щелочных — карбонатитовых комплексов намечаются не только приведенными выше сведениями, но и химическим составом и парагенезисом самих минералов.

Дополнительно к уже известным в литературе данным о титаномагнетитах и ильменитах из геологически сопряженных ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород авторами обнаружены и изучены ильмениты из низкотемпературных образований в следующих местах.

1. Ильменит № 256; докембрийский массив Арбарастах, Якутия. Акцессорные зерна в пироксените, содержащем флогопит, апатит и магнетит. Эти ослюденелые пироксениты представляют собой измененные протопироксениты Арбарастаха, занимавшие в свое время всю площадь интрузии и позднее пересеченные кольцевыми телами нефелино-пироксеновых пород, сиенитов и карбонатитов разного состава.

2. Ильменит № 1313-А; докембрийский массив Арбарастах, Якутия. Толстотаблитчатые по (0001) кристаллы в пегматоидной друзовой кальцитовой жиле, пересекающей магнетит-флогопитовые метасоматические породы (рис. 1).

3. Ильменит, № 270-МК; Гулинский массив, Маймеча-Котуйская провинция. Друзовая пустотка с призмами актинолита и призматическими,

боченковидными кристаллами ильменита обнаружена в кальцит-флогопит-тремолитовой жиле, расположенной в мелилитовых скарнах.

4. Ильменит № 1808-6; палеозойский массив Вуориярви, Карело-Кольская провинция. Пироксенит, обогащенный титаномагнетитом, с магнетит-ильменитовой решеткой распада твердого раствора, пересечен анкеритовыми жилками мощностью 5—15 мм. Внутри жилок — тонкопластинчатые по (0001) кристаллы ильменита, нарастающие на зальбанды; встре-

Таблица 1

Химические анализы ильменитов

Компо- ненты	Арбарастах, Якутия, Обр. № 256		Арбарастах, Якутия, Обр. № 1313А		Полярная Сибирь, Обр. № 270-МК		Кольский полуостров, Обр. № 1808-К		Полярная Сибирь, Обр. № 561-МК	
	% содер- жания	молеку- лярное количе- ство	% содер- жания	молеку- лярное количе- ство	% содер- жания	молеку- лярное количе- ство	% содер- жания	молеку- лярное количе- ство	% содер- жания	молеку- лярное количе- ство
SiO ₂	Следы	—	Следы	—	0,33	—	Следы	—	—	—
TiO ₂	52,46	656	52,16	652	48,45	604	51,00	638	53,43	668
Al ₂ O ₃	Следы	—	Следы	—	—	—	Следы	—	Следы	—
Fe ₂ O ₃	7,30	46	2,87	18	7,66	53	1,80	11	Нет	—
FeO	32,90	457	34,72	482	37,64	523	40,30	560	41,75	580
MgO	4,38	109	5,62	139	0,53	13	0,78	13	0,51	13
MnO	2,61	37	3,63	51	5,64	79	4,50	63	4,35	61
Nb ₂ O ₅	0,32	1,2	1,04	4	—	—	1,88	7	0,15	0,6
Ta ₂ O ₅	0,015	—	0,03	—	—	—	0,025	—	0,002	—
Cr ₂ O ₃	Не обн.	—	Не обн.	—	—	—	Не обн.	—	Не обн.	—
V ₂ O ₃	То же	—	То же	—	—	—	Следы	—	То же	—
С у м м а	99,98	—	100,07	—	100,25	—	100,28	—	100,19	—
Аналитик	В. А. Молева				Т. А. Капи- тонова		В. А. Молева			
Уд. вес.	4,558		4,514		—		4,671		4,720	

Примечания. 1. Определения Nb₂O₅ и Ta₂O₅ выполнены В. С. Быковой. 2. Чистый FeTiO₃ имеет уд. вес. 4,79. 3. Расчет производился с последовательным выделением: 1) колумбит-танталитового компонента; 2) пиррофанита + гейкилита + ильменита, т. е. соединений типа R^{II}TiO₃; 3) при избытке TiO₂ — рутилового компонента; 4) при недостатке FeO для связывания Fe₂O₃ и магнетит-гематитового компонента; 5) при избытке FeO (после выделения соединений типа R^{II}TiO₃ и FeNb₂O₆) и наличии соответствующего количества Fe₂O₃ — магнетитовой составляющей; 6) при избытке R^{II}O (в частности FeO и нехватке для его связывания Fe₂O₃, TiO₂ или Nb₂O₅) следовало бы выделять ортитанат-ульвешинелевый компонент — Fe₂TiO₄, но в проанализированных минералах он, очевидно, отсутствует; 7) если бы в составе минералов был Al₂O₃, его следовало бы в самом начале пересчета соединить с (Mg, Fe)O, чтобы выделить шпинелевый компонент, но в данном случае его ни в одном составе нет.

Расчет химических анализов показывает, что изученные ильмениты состоят из следующих компонентов (в мол %):

№ образца	FeTiO ₃	MgO ₃	MnTiO ₃	FeFe ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	FeNb ₂ O ₆
256	63,83	16,69	5,67	—	3,52	4,14	0,15
1313-А	68,65	20,65	7,58	2,52	—	—	0,60
270-МК	80,67	2,09	12,50	1,93	2,81	—	—
1808-К	85,21	2,33	9,70	0,60	0,55	0,53	1,08
561-МК	87,60	1,97	9,23	—	—	1,13	0,07

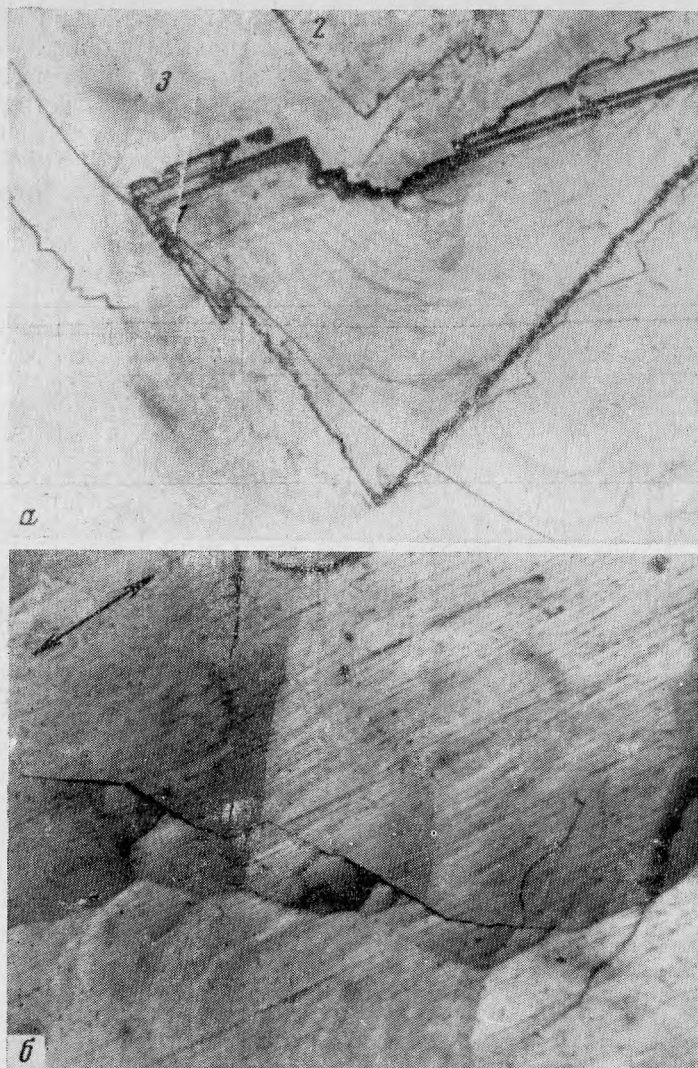


Рис. 2. Поверхность грани (0001) ильменита № 561-МК в отраженном свете, увел. 50.

а — площадки (1—3) разной высоты (самая высокая — 1), соответствующие центр м генерации плоских слоев роста; на площадке 1 выделены контуры краев двух из таких слоев; б — штриховка, параллельная ребру между пинакоидом (0001) и ромбоэдром (1011), показана стрелкой; видно блоковое (мозаичное) строение поверхности грани и полого-конические формы роста

чены также пирротин, пирит и розовые мелкозернистые агрегаты минералов редких земель (бербанкит и другие, ближе не определенные).

5. Ильменит № 561-МК; массив Гулинский, Маймеча-Котуйская провинция, Полярная Сибирь. Ильменит обнаружен в кальцит-серпентиновых жилках с магнетитом; они пересекают горизонтально лежащую свиту ультраосновных лав — маймечитов (триас). Толстотаблитчатые кристаллы ильменита и друзы мелких (0,5—1 мм) октаэдрических кристалликов магнетита нарастают на бугорчатую зальбандовую зону, сложенную тонкозернистым светло-зеленым серпентином.

Кристаллы ильменита № 561-МК, 1808-6 и 1313-А имеют хорошо развитые грани, часто блестящие. Однако при рассмотрении в отраженном свете наиболее развитой грани пинакоида (0001) у всех кристаллов отмече-

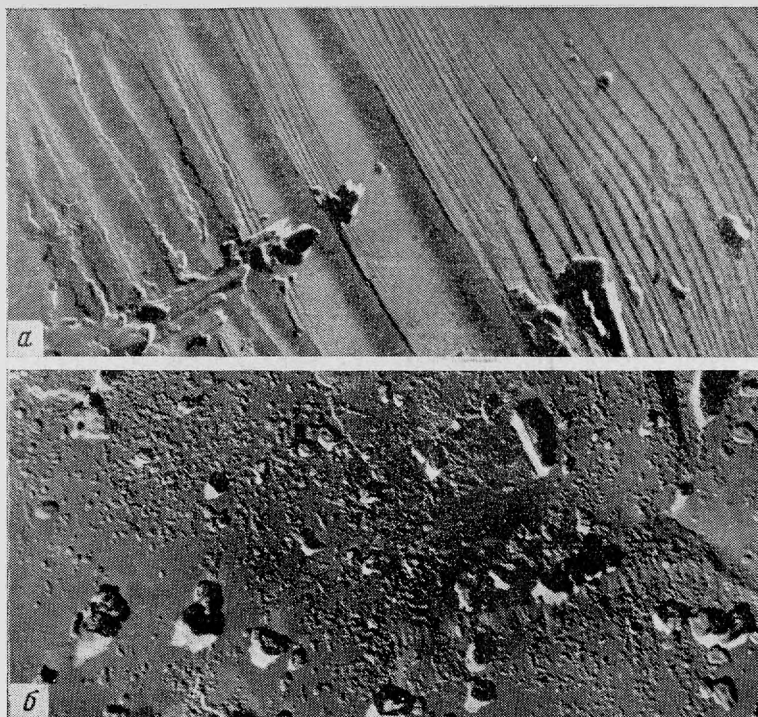


Рис. 3. Электронномикроскопические снимки поверхности скола кристалла ильменита (№ 1313-А). Угольная реплика, увел. 7500

Сравнительно чистые поля (а) чередуются с участками обильных включений второй фазы (б) — по видимому магнетита

на мозаичная структура ее поверхности, разнообразные формы плоских слоев роста и конические фигуры роста со спиральными или плоскими слоями (рис. 2).

Химические анализы тщательно отобранных ильменитов и расчет их на компоненты приведены в табл. 1.

Отсутствие ортотитанатов (титан-шпинелей) и алюмошпинелей среди компонентов исследованных ильменитов, однако, вполне естественно, так как формирование этих минералов в карбонатитовых породах происходило не только в относительно низкотемпературной среде, но и в обстановке формирования пород ультраосновного семейства, резко обедненных алюминием.

Обращает на себя внимание пониженное количество собственно ильменитового компонента и высокое содержание гейкилитовой составляющей в ильменитах Арбарастаха (см. табл. 1); это, возможно, связано с влиянием несколько повышенной температуры и сильно магниезальной среды минералообразования (ассоциация с пироксенами, флогопитом), — подобная зависимость между магниезальностью ильменитов и содержанием магния во вмещающих породах отмечалась уже в литературе (Lovering, Widdowson, 1968).

В ильменитах Маймеча-Котуйской и Кольской провинций сильно повышена роль пиррофанитового компонента.

При расчете химических анализов обнаружен избыток магнетита в ильмените 1313-А, а электронномикроскопические снимки сколов кристаллов ильменитов из этого образца, выполненные в Лаборатории электронной микроскопии ИМГРЭ И. Д. Беляевой, обнаружили участки с обильной вкрапленностью изометричных зерен второй фазы, которую предположительно можно идентифицировать с магнетитом (рис. 3).

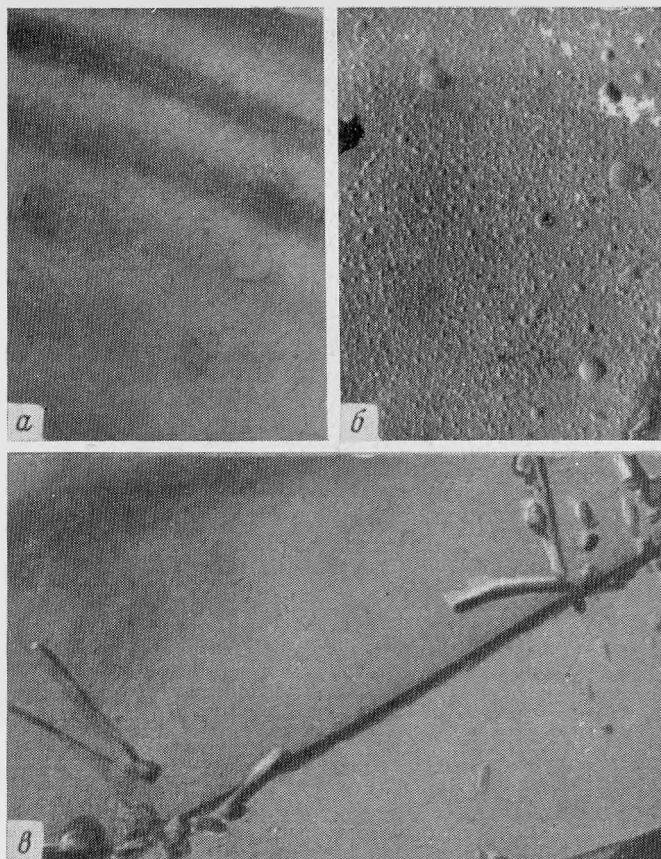


Рис. 4. Электронномикроскопические снимки поверхности скола кристалла ильменита (№ 1808-К). Угольная реплика

a — чистая поверхность скола с волнистым раковистым изломом; наиболее распространенный вид поверхности, увел. 7500; *b* — вкрапленность «шариков» (магнезиоферрит и герцинит), увел. 7500; *c* — призмы рутила (ρ), приуроченные к ступеням скола по спайности, увел. 15 000

В обр. 1808-К при пересчете анализа не было обнаружено избытка каких-либо неильменитовых компонентов. Однако при электронномикроскопическом изучении в некоторых его участках была замечена вкрапленность двух фаз, находящихся порознь и имеющих разную форму на поверхностях скола ильменита-матрицы. Одна фаза изометричная, шаровидная (рис. 4, б) соответствует скорее всего субмикроскопическим выделениям железистой шпинели типа магнезиоферрита (см., например, Гайдукова, Чернышева, 1970; Prins, 1972), а другая — призматическая, с продольными ребрами (рис. 4, в), может быть рутилом.

Литература

- Альмухамедов А. И. Состав и условия кристаллизации железо-титановых окисных минералов из дифференцированных траппов Сибирской платформы. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1968, ч. 97, вып. 4.
- Багдасаров Ю. А., Галимов Э. М., Прохоров В. С. Об изотопном составе углерода анкеритовых карбонатитов и источнике вещества карбонатитов, формировавшихся в осадочных породах. — Докл. АН СССР, 1969, 188, № 6.
- Бершов Л. В. Об изоморфизме титана в природных минералах. — Изв. АН СССР, серия геол., 1970, № 2.
- Бородин Л. С., Золотарева В. П., Сердобова Л. И. Особенности химического состава и распределение титаномагнетита в комплексных массивах ультрабазитов, щелочных пород и карбонатитов. — Изв. АН СССР, серия геол., 1966, № 5.

- Гайдучкова В. С., Чернышева Л. В. Новые данные о структурах распада в магнетитах Ковдорского месторождения. — Докл. АН СССР, 1970, 195, № 3.
- Гернгардт Н. З. Лейкоксен в песчаниках — коллекторах нефтяных месторождений Южного Тимана. — Геология и разведка, 1962, № 6.
- Еремин Н. И., Сергеева Н. Е. Микрорентгеноспектральное и электронно-микроскопическое изучение фазовой неоднородности пикроильменитов. — Вестник Москов. унив., 1969, № 6.
- Коробова Н. И. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Таймыра. — Докл. АН СССР, 1965, 162, № 1.
- Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. Л., «Наука», 1967.
- Лабунцов А. Н., Искюль Е. В. Титаномагнетит и ильменит. — В кн. «Минералы Хибинских и Ловозерских туфдр». М. — Л., Изд-во АН СССР, 1937.
- Пожарицкая Л. К., Развозжаева Э. А. О содержании редких элементов в магнетитах и слюдах из карбонатитов Восточной Сибири. — В кн. «Особенности петрологии, минералогии и геохимии карбонатитов Восточной Сибири». М., «Наука», 1966.
- Портнов А. М., Жаднова Т. П. Ильменитсодержащие метаморфические сланцы Патомского нагорья. — Изв. АН СССР, серия геол., 1969, № 2.
- Семенов Е. И. Марганецсодержащие минералы — пирофанит, франклинит и вольфрамит в пегматитах Ловозерского массива. — Труды ИМГРЭ АН СССР, 1963, вып. 16.
- Сердюченко Д. П. Магнетит и ильменит из габбро-поритов Украины. — Минер. сборник Львовск. ун-та, 1951, № 10.
- Сердюченко Д. П. Минералы бора и титана в осадочно-метаморфических толщах. — Труды ГИН АН СССР, 1956, вып. 5.
- Сердюченко Д. П., Молева В. А. Титаншипидели из децоломитизированных кембрийских пород Южной Якутии. — Записки Всес. мин. общ-ва, 1958, ч. 87, вып. 6.
- Сердюченко Д. П., Зотов И. А., Потемкин К. В. Редкие элементы в осадочно-метаморфических породах. — В сб. «Редкие элементы в осадочных и метаморфических породах». М., «Наука», 1964.
- Сердюченко Д. П., Чайка В. М. Геохимическая история фосфора и бария при формировании карбонатитоподобных пород и древних кор выветривания Чадобецкого поднятия. — Докл. АН СССР, 1967, 177, № 4.
- Цветков А. И., Мясников В. С., Щепочкина Н. И., Матвеева Н. А. О природе плашчатых образований в титаномагнетите. — Изв. АН СССР, серия геол., 1965, № 2.
- Чернышева Е. А., Гормашева Г. С. О титаномагнетитах из карбонатитов. — Геол. рудн. месторожд., 1969, № 3.
- Buddington A. F., Lindsley D. H. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. — Journ. Petrology, 1964, 5, No 2.
- Cervelle B. Contribution a l'étude de la série ilménite — geikielite. — Bull. Bureau rech. géol. et minières, 1967, No 6.
- Jacob J. Über das Auftreten von dreiwertigen Titan in Biotiten. — Schweizer. Miner. Petr. Mitt., 1937, Bd. 17.
- Lovering J. F., Widdowson J. R. The petrological environment of magnesium ilmenites. — Earth. and Planet. Sci. Letters, 1968, 4, No 4.
- Prins P. Composition of magnetite from carbonatites. — Lithos, 1972, 5, No 3.
- Ramdohr P. Beobachtungen an Magnetit, Ilmenit, Eisenglanz und Überlegungen über das System FeO—Fe₂O₃—TiO₂. — Neues Jh. Min., 1926, 54.
- Readman P. W., O'Reilly W. Oxidation processes in titanomagnetites. — Zeitschr. Geophys., 1971, 37, No 3.
- Siemiakowski J. Automorficzne wrostki tytanosnych magnetytow w piroksenach skal mazywu suwalskiego. — Kwart. geol., 1970, 14, No 1.
- Zeller C., Bolfa J. Sur le nature minéralogique des spinelles des laves de l'Etna (Sicile). — Bull. Soc. Lorraine sci., 1969, 8, No 2.