

МИНЕРАЛОГИЯ

Научная статья
УДК 553.64; 553.08
doi: 10.17223/25421379/22/3

ЖЕЛЕЗО-ТИТАНОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ОШУРКОВСКОГО МАССИВА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Владимир Яковлевич Шабашев

ООО «Агроэко», Люберцы, Московская область, Россия, shabashev8842@mail.ru



Аннотация. В результате изучения рудных минералов, присутствующих в породах Ошурковского апатитового месторождения, установлено, что их основным типоморфным минералом является гемоильменит, к числу второстепенных относятся ильменит и магнетит. В породах с признаками метасоматических и гидротермальных преобразований наиболее широким распространением пользуются вторичный магнетит, рутил, титанит. Наличие в ошурковских породах гемоильменитового оруденения указывает на то, что их кристаллизация происходила в условиях высокого парциального давления кислорода на относительно небольших глубинах. Повышенное содержание железо-титановых минералов, сопоставимое с содержанием апатита, позволяет рассматривать их в качестве потенциального попутного компонента.

Ключевые слова: Ошурковское месторождение, гемоильменит, апатит, щелочные габброиды, условия образования руд

Благодарности: автор выражает признательность сотрудникам ВИМСа В.А. Расулову и И.Г. Быстрову, сотрудникам ИГЕМА РАН А.В. Никифорову и Л.О. Магазиной, оказавшим содействие в проведении микронзондовых анализов рудных минералов, М.С. Никольскому (ИГЕМ), выполнившему рентгенофазовый анализ рудных проб, В.Л. Романову за помощь в оформлении компьютерного варианта графики.

Источник финансирования: ОАО «Ковдорский ГОК».

Для цитирования: Шабашев В.Я. Железо-титановое оруденение Ошурковского массива (Забайкалье) // Геосферные исследования. 2022. № 1. С. 48–67. doi: 10.17223/25421379/22/3

Original article
doi: 10.17223/25421379/22/3

IRON-TITANIUM MINERALIZATION OF THE OSHURKOVSKOYE MASSIF (TRANSBAIKALIA)

Vladimir Ya. Shabashev

Agroeko LLC, Lyubertsy Russia, shabashev8842@mail.ru

Abstract. The results of studying the composition and structure of ore minerals present in the rocks of the Oshurkovsky apatite deposit, determining their quantitative contents and distribution patterns are presented. The work is based on the materials of detailed petrographic studies, which made it possible to clarify the features of its geological structure and formation. The materials obtained indicate that the main process that determined the placement of apatite and associated ore minerals is the process of crystallization differentiation. It has been established that the nature of ore mineralization is significantly influenced by postmagmatic processes. In unchanged and slightly altered varieties, the main typomorphic mineral is hemoilmenite, while ilmenite and magnetite are minor ones. Ore minerals of unaltered varieties of alkaline gabbroids are found in close spatial association with apatite. The nature of the distribution of these minerals in the massif, a clear dependence on the content of mafic minerals in the rocks, the relationship with each other, the presence of a direct correlation between them indicate that their formation is associated with the late magmatic stage of formation of rocks of phase 1. The established regularities exclude the connection between the increased concentrations of these minerals and the redistribution of their initially dispersed dissemination due to the impact of younger granitoids.

In rocks with signs of metasomatic and hydrothermal transformations, hemoilmenite is replaced by secondary magnetite, rutile, titanite. The latter develops along hemoilmenite, usually in the form of edges, less often replaces them completely. It is also one of the most abundant minerals in hydrothermally altered rocks. In association with titanite, which replaces iron-titanium ore minerals, they usually contain “leucoxene,” represented by a mixture of rutile and anatase, chlorite and iron hydroxides. Recrystallization and redeposition of magmatic apatite with the formation of its increased concentrations is also observed. There is no direct correlation between the contents of apatite and ore minerals in the rocks that have undergone changes.

In the alkaline-feldspar syenites of the second phase, magnetite is the main ore mineral.

The presence of hemoilmenite mineralization in the Oshurkovo ores indicates that the crystallization of the rocks composing the massif occurred under conditions of an increased partial pressure of oxygen at relatively shallow depths. The increased con-

tent of iron-titanium minerals in them, comparable to the content of apatite, allows them to be considered as a potential associated component. Conclusions about the prospects for the possible practical use of ore minerals can be made only after conducting technological research aimed at obtaining iron-titanium concentrates and their qualitative assessment.

Keywords: *Oshurkovsky massif, hemoilmenite, apatite, alkaline gabbroids, ore formation conditions*

Acknowledgments: the author expresses gratitude to the employees of VIMS V.A. Rasulov and I.G. Bystrov, the staff of the IGEM RAS A.V. Nikiforov and L.O. Magazina, who assisted in conducting microprobe analyses of ore minerals, M.S. Nikolsky (IGEM) who performed X-ray phase analysis of ore samples, V.L. Romanov for assistance in the design of a computer version of the graphics.

Source of funding: OJSC «Kovdorsky GOK».

For citation: Shabashev, V.Ya. (2022) Iron-titanium mineralization of the Oshurkovskoye massif (Transbaikalia). *Geosfernye issledovaniya – Geosphere Research*. 1. pp. 48–67. (In Russian). doi: 10.17223/25421379/22/3

Введение

Ошурковский щелочно-габброидный массив представляет интерес, прежде всего, как объект, с которым связано одно из крупнейших апатитовых месторождений Сибири. В многочисленных статьях и монографиях, посвященных геологии массива (в настоящее время число их приближается к шестидесяти), дается подробное описание апатита и основных породообразующих минералов, рассмотрены особенности размещения апатитового оруденения и его генезис. Практически неизученными остаются только присутствующие в породах рудные минералы, характеристика которых, в большинстве случаев, ограничивается простым перечислением их названий. Обычно в перечне их упоминаются титаномагнетит и титанит [Андреев и др., 1972], титаномагнетит, ильменит, титанит [Литвиновский и др., 1998а; Рипп и др., 2000; Кислов, 2011]. Более подробная информация о характере и химическом составе рудных минералов Ошурковского массива, базирующаяся на результатах микрозондового анализа, содержится в работах [Занвилевич и др., 1999; Царев, Батуева, 2013].

Согласно этим авторам, основными типоморфными рудными минералами Ошурковской интрузии «являются ильменит и титаномагнетит, при разложении которых образуются титанит и гематит». Эти данные входят, однако, в противоречие с результатами минераграфического изучения ошурковских руд, выполненного автором, согласно которому одним из наиболее широко распространенных рудных минералов в них является гематит-ильменит [Шабашев, 1971]. Подобные расхождения в диагностике минералов имеют достаточно принципиальное значение, поскольку кардинальным образом влияют на интерпретацию физико-химических условий формирования массива. Поэтому представлялось актуальным проведение исследований по уточнению состава присутствующих в массиве железо-титановых рудных минералов, являющихся важнейшим источ-

ником информации при решении проблем, касающихся строения месторождения, механизма его формирования, генезиса связанного с ним апатитового оруденения, которые до сих пор остаются дискуссионными. Такие исследования вызывают интерес еще и потому, что условия образования гематит-ильменитовой ассоциации, из-за малой ее распространенности в щелочно-габброидных комплексах, изучены недостаточно. Остается также не выясненным вопрос практической значимости железо-титанового оруденения Ошурковского месторождения, не установлены закономерности его распространения. С целью получения ответов на эти вопросы и было начато детальное изучение присутствующих в его пределах рудных минералов.

Геологическая характеристика Ошурковского массива

Ошурковский щелочно-габброидный массив находится на территории Бурятии в 15 км северо-западнее г. Улан-Удэ и занимает площадь около 12 км². В плане массив имеет неправильную удлинненную в северо-западном направлении форму. Северо-восточная, восточная и южная границы его перекрыты чехлом рыхлых четвертичных отложений. На севере и западе массив контактирует с метаморфическими породами позднепалеозойской итатинской свиты, представленными мигматизированными биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Возраст слагающих его пород, согласно данным геохронологических исследований, соответствует интервалу 123–136 млн лет [Рипп и др., 2013; Царев, Батуева, 2013]. Геотектоническое положение массива определяется приуроченностью к зоне позднемезозойских грабенов, расчленяющих северо-восточную часть докембрийского Хамар-Дабанского антиклинория [Никифоров и др., 2000]. В пределах самой зоны размещение его контролируется долгоживущим субмеридиональным тектоническим разломом, секущим горстовый борт Удинского грабена.

Данные о геологическом строении массива, взгляды различных исследователей на условия его формирования, результаты изучения минералогии, петрографии слагающих его пород, особенностей их химизма и генезиса связанного с ними апатитового оруденения рассмотрены в многочисленных публикациях [Ковальский, Костромин, 1968; Егорова, Новикова 1970; Костромина, 1971; Андреев и др., 1972; Залуцкий, 1979; Кузнецов, 1980; Смирнов, 1980; Яценко 1982; Тяжелов, 1986; Кузнецова и др., 1995; Литвиновский и др., 1998a; Литвиновский и др., 1998b; Занвилевич и др., 1999; Ласточкин и др., 2011; Рипп и др., 2013; Царев, Батуева, 2013] и др. Большинство исследователей Ошурковского массива относят его к числу слабо дифференцированных многофазных образований, сформированных в два основных этапа.

Породы первого главного этапа, занимающие около 90 % объема интрузии, по особенностям их химизма, минерального состава, структуры определены как щелочные габброиды, а точнее как бесфельдшпатоидные эссекситы [Шабашев, 1977] (рис. 1). В зависимости от содержания темноцветных минералов породы Ошурковского массива подразделяются на мезократовые – заметно преобладающие, мелано- и лейкократовые. К числу редких, но периодически встречающихся в разрезе месторождения пород относятся ультрабазиты (пироксениты, горнблендиты), биотититы, габбро-пегматиты, а также тела апатит-полевошпатовых и сливных железо-титановых руд. Все вышеперечисленные фациальные разновидности щелочных габброидов и рудных пород являются генетически родственными образованиями, возникшими в процессе кристаллизационной дифференциации внедрившегося магматического расплава. Контакты между ними обычно достаточно четкие, без сколько-нибудь заметных признаков температурного и химического воздействия одних пород на другие. Подобные взаимоотношения являются, как известно [Уэджер, Браун, 1970], характерной особенностью стратифицированных комплексов. На заключительном этапе становления пород первой фазы, вследствие тектонической активизации разлома, контролирующего размещение массива, происходило внедрение многочисленных сининтрузивных даек лампрофиров и мелкозернистых сиенитов.

К числу достаточно редких жильных образований Ошурковского массива, предположительно связанных с заключительной фазой становления щелочных габброидов, относятся дайки карбонатитов [Рипп и др., 2000, 2011] и щелочных ангидритсодержащих сиенитов [Шабашев, Никифоров, 2019].

Второй этап формирования Ошурковского массива характеризуется внедрением относительно крупных (до 2 км²) штоко- и дайкообразных тел щелочно-полевошпатовых сиенитов, локализованных

вблизи его юго-западного и западного флангов, и сингенетичных им жильных образований – лампрофиров и мелкозернистых сиенитов. В результате их воздействия на породы первой фазы имеет место проявление контактового метасоматоза, сопровождающегося преобразованием основных породообразующих и рудных минералов щелочных габброидов.

Становление Ошурковского массива завершается внедрением жильных тел гранитоидов и мезозойских пегматитов. Их размещение контролируется обычно зонами разноориентированных тектонических нарушений и сопровождается отчетливо выраженными зеленокаменными изменениями вмещающих щелочных габброидов.

Все перечисленные особенности строения Ошурковского массива свидетельствуют о том, что формирование его происходило в течение длительного времени в условиях существования активного магматического очага. Следствием многоактного развития интрузии являются локально наблюдающиеся признаки метасоматического и гидротермального преобразования слагающих ее пород.

Материалы и методы исследования

Проведенные автором исследования показали, что постоянными компонентами всех без исключения петрографических разновидностей пород, слагающих Ошурковский массив, являются рудные оксиды. С целью определения их состава, установления закономерностей распределения и оценки масштаба оруденения проведено минераграфическое изучение 115 аншлифов, характеризующих основные петрографические разновидности пород массива. Наиболее подробно исследован характер рудной минерализации образований первой магматической фазы, менее детально изучены связанные с ними дайки и щелочно-полевошпатовые сиениты II фазы. Диагностика оптических (цвет, отражательная способность, изотропность, двуотражение, поведение в иммерсии) и физических (форма, твердость, магнитные свойства) характеристик исследуемых минералов проводилась на микроскопах МИН-9 и Leica-DMRX (Германия). Оценка отражательной способности и цвета осуществлялась методом визуального сравнения с минералами-эталоны. При определении магнитных свойств рудных зерен использовался микромагнит. Твердость оценивалась по результату испытания стальной и медной иглами. Для получения дополнительной информации применялась методика травления рудных зерен кислотами. Предварительная диагностика минералов проводилась с помощью таблиц-решеток И.С. Волинского [Волинский, 1947] и определителя минералов П. Рамдора [Рамдор, 1962].

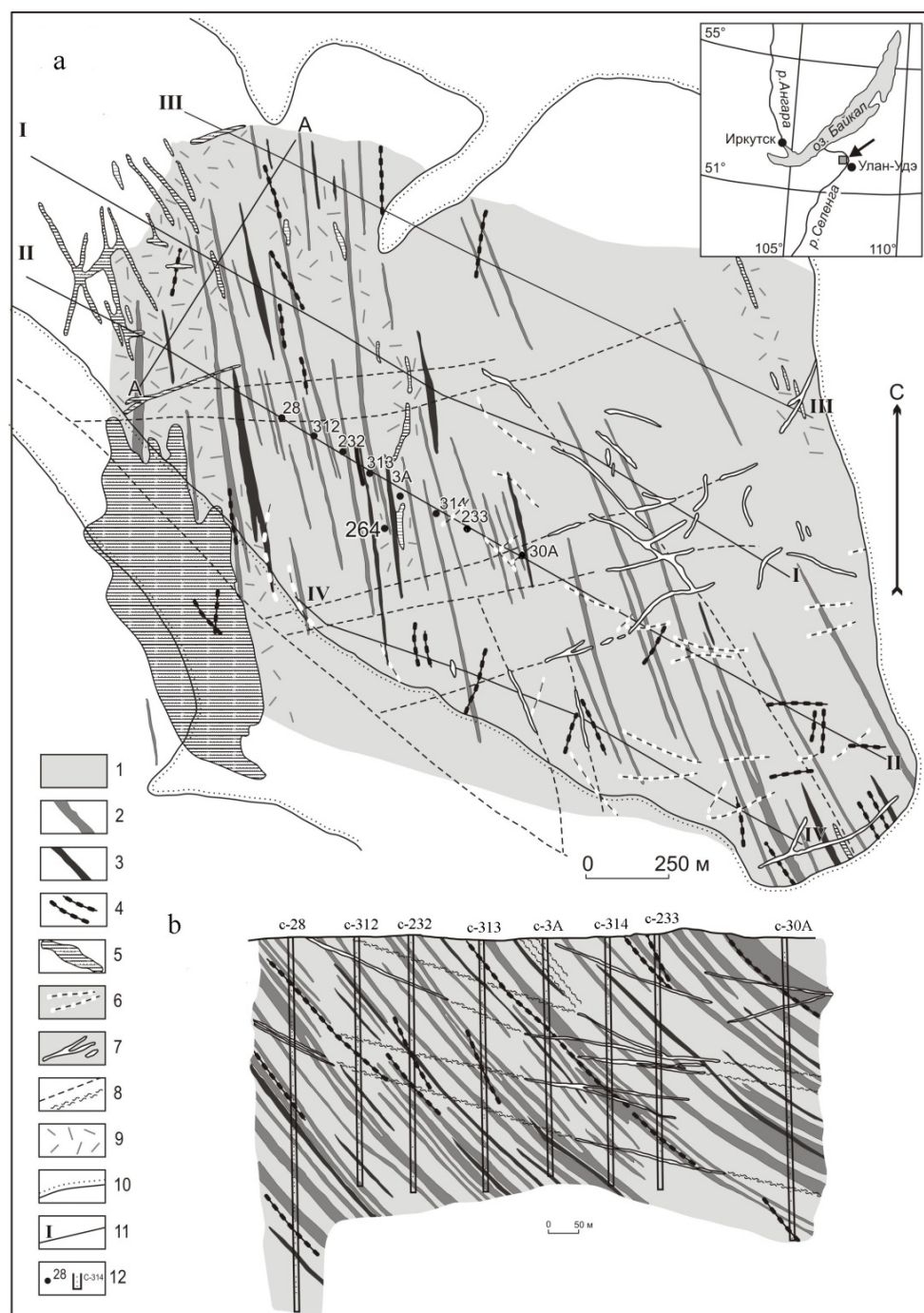


Рис. 1. Карта распределения основных петрографических разновидностей пород (а) и фрагмент геологического разреза (б) центральной части Ошурковского месторождения (составлены В.Я. Шабашевым с использованием материалов по разведке месторождения 1968, 1983 гг.)

1–3 – разновидности бесфельдшпатоидных эссекситов: 1 – биотит-пироксен-роговообманковая; 2 – биотит-роговообманковая; 3 – биотит-пироксеновая; 4 – дайки лампрофиров (наиболее крупные); 5 – сиениты, щелочно-полевошпатовые сиениты; 6 – пегматиты; 7 – мелкозернистые граниты; 8 – зоны наиболее крупных минерализованных тектонических нарушений; 9 – участки сиенитизации щелочных габброидов; 10 – внешний контур распространения четвертичных отложений мощностью более 3 м; 11 – линии разведочных профилей и их номера; 12 – скважины и их номера

Fig. 1. The distribution scheme of the main petrographic species of rocks (a) and a fragment of geological section (b) of the central part of the Oshurkovskoye apatite field (compiled by V.Ya. Shabashev using exploration materials from the field of 1968, 1983)

1–3 – types of essexsit: 1 – biotite-pyroxene-hornblende; 2 – biotite-hornblende; 3 – biotite-pyroxene; 4 – lamprophyre dikes (largest); 5 – syenites, alkaline-feldspar syenites; 6 – pegmatites; 7 – fine-grained granites; 8 – zones of the largest mineralized tectonic disturbances; 9 – areas of syenitization of alkaline gabbroids; 10 – external contour of distribution of Quaternary deposits with a capacity of more than 3 m; 11 – lines of exploration profiles and their numbers; 12 – wells and their numbers

При изучении 63 образцов в качестве контрольного метода диагностики рудных минералов и определения их химического состава использовался микрозондовый анализ. Часть работы по определению состава оксидов выполнена в ИГЕМ РАН (аналитик Л.О. Магазина) на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LVc (Япония) рентгеновским энергодисперсионным спектрометром Oxford INCA 450 (Великобритания) (ускоряющее напряжение – 25 кВ, диаметр зонда 2–3 мкм). Определение большей части минералов проведено в ВИМСе (аналитик И.Г. Быстров) на рентгеноспектральном микроанализаторе JeolJXA-8100 (JeolLtd., Япония), оснащенным тремя кристалл-дифракционными и энергодисперсионным (LinkPentafet, Oxford Inst., Великобритания, ПО INCAEnergy 400) спектрометрами. Энергодисперсионный анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 30 нА, анализ волновой дисперсии – при ускоряющем напряжении 20 кВ (при определении фтора – 10 кВ) и токе зонда 30 нА. Поправки на матричный эффект рассчитывались методом трех поправок (ZAF). С целью контроля количественных показателей минеральных фаз, полученных при оптическом изучении богатых железотитановых руд, выполнен их рентгенофазовый анализ (аналитик М.С. Никольский). Работа проводилась на

рентгеновском порошковом дифрактометре RigakuD/Max (Япония) (напряжение 40 кВ, ток 20 мА, шаг сканирования 0,02) по методу Ритвельда с использованием программного пакета Profex.

Фотографии аншлифов с нанесенными на них точками зондовых анализов сделаны на поляризационном микроскопе Leica–DMRX (Германия).

Рудная минерализация щелочных габброидов

В результате петрографического изучения Ошурковского месторождения установлено, что в составе слагающих его образований, наряду с неизменными разновидностями щелочных габброидов, достаточно широко распространены породы с признаками постмагматических преобразований. Как следствие, наблюдаются заметные различия в характере присутствующей в массиве рудной минерализации.

В составе неизменных пород встречаются два основных морфологических типа рудных образований. Первый, пользующийся ограниченным распространением, представлен мелкими (диаметром не более нескольких микрометров) каплевидными включениями оксидов в полевых шпатах, реже в темноцветных минералах (рис. 2).

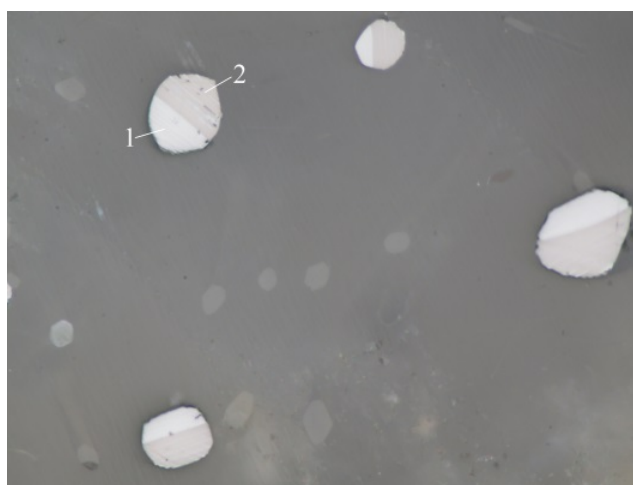


Рис. 2. Каплеобразные включения гемоильменита в полевом шпате

1 – гематит; 2 – ильменит. Аншлиф 37-ош, $\times 25$

Fig. 2. Droplet inclusions of hemoilmenite in feldspar

1 – hematite, 2 – ilmenite. Polished section 37-osh. $\times 25$

Нередко подобные включения образуют сростки с пойкилитовыми кристаллами апатита. Данный морфологический тип рудных выделений наиболее характерен для пород ранней магматической стадии. Большинство наблюдающихся «капель» имеет двухфазное строение. Отдельные входящие в их состав минеральные фазы четко различаются по степе-

ни отражательной способности и характеру анизотропии. Среднее содержание TiO_2 в составе одной из фаз составляет 48,45 мас. %, общего Fe – 50,6 мас. %, MnO – 1,66 мас. % (табл. 1).

Вторая рудная фаза представлена минералом, содержащим 88,11 мас. % общего Fe и 11,33 мас. % TiO_2 . По совокупности оптических, физических

признаков и особенностей химического состава рассматриваемые рудные фазы могут быть диагностированы, соответственно, как ильменит и гематит, а образованные ими минеральные сростания есть не что иное, как структуры экссолюционного распада гемоильменита. В отдельных относительно крупных пластинках ильменита обычно содержатся тонкие пунктировидные вросстки гематита, размер которых не превышает тысячных долей микрометра. В ламелях гематита присутствуют аналогичные структурные образования ильменита. Наряду с зернами распавшегося гемоильменита в породах до-

статочно часто присутствуют каплевидные образования собственно ильменита. В его составе, кроме основных минералообразующих компонентов TiO_2 и общего Fe, установлена повышенная концентрация MnO (табл. 1). В большинстве случаев подобного типа ильменитовые выделения локализуются в пределах зерен темноцветных минералов. В целом содержание гемоильменитовых и ильменитовых «капель» в породах Ошурковского массива относительно общего количества присутствующих в них рудных минералов составляет не более десятых долей процента.

Таблица 1

Химический состав каплеобразных рудных включений эссекситов, мас. %

Table 1

Chemical composition of drop-like ore inclusions essexites, wt. %

Компонент	Номер образца												
	37-ош		8/85		С-1/ош				182/86	181/86	150/86	189/86	46/70
	Hm-Ilm		Timag		Mag				Ilm				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
TiO_2	11,33	47,45	45,47	0,01	—	—	—	—	—	41,26	41,18	43,84	44,43
$Fe_{общ}$	88,11	50,06	50,67	98,47	98,55	99,95	96,58	98,42	97,78	54,96	54,84	53,99	53,65
MnO	—	1,66	2,45	—	—	—	—	—	—	0,75	0,76	—	—
V_2O_5	—	—	—	—	1,14	—	1,05	—	0,59	—	—	—	—
Сумма	99,44	99,17	98,59	98,48	99,69	99,95	97,63	98,42	98,37	96,97	96,78	97,83	98,08

Примечание. Hm-Ilm – гемоильменит; Timag – титаномагнетит; Mag – магнетит; Ilm – ильменит; «—» – наличие компонентов не определялось; Обр. 37-ош – гематитовая (1) и ильменитовая (2) фазы (рис. 2); Обр. 8/85 – биотит-роговообманковый ксенолит (Скв. 266, глубина 285 м): ильменитовая (3) и магнетитовая (4) фазы.

Note: Hm-Ilm – hemoilmenite; Timag – titanomagnetite; Mag – magnetite; Ilm – ilmenite; «—» – the presence of components was not determined; Arr. 37-ош – hematite (1) and ilmenite (2) phases (fig. 2); Arr. 8/85 – biotite-hornblende xenolith (Borehole 266, depth 285 m); ilmenite (3) and magnetite (4) phases.

Характер взаимоотношения подобных образований с главными породообразующими минералами однозначно свидетельствует об их раннемагматическом происхождении.

Аналогичной формы включения рудных минералов установлены также в составе ксенолитов кровли. Большая часть встречающихся в них зерен по совокупности физических признаков (изотропии, магнитности, реакции на воздействие кислоты) и результатам микронзондовых анализов определена как магнетит (табл. 1, обр. С-1/ош). Реже встречаются каплеобразные выделения магнетита, содержащие тонкие пластинчатые выделения ильменита, возникшие в результате распада твердых растворов. В данном случае мы уже имеем дело с титаномагнетитом (табл. 1, обр. 8/85).

Рудные образования второй генерации являются главным компонентом основных петрографических разновидностей щелочных габброидов Ошурковского массива и чаще всего представлены агрегатами неправильной формы. Как показало их микроскопическое изучение, наиболее широким распростране-

нием здесь пользуется рудный минерал, в структуре которого наблюдается чередование различных по отражательной способности субпараллельных полос- и линзообразных ламелей, возникших в результате распада твердого раствора (рис. 3). В составе ламелей, характеризующихся относительно низкой отражательной способностью ($R_o = 19,0\text{--}19,5\%$), установлено повышенное содержание диоксида титана (до 46,01–48,13 мас. %) и общего железа (48,26–52,59 мас. %). В составе выделений, имеющих более высокую отражательную способность ($R_o = 25,0\text{--}26,0\%$), содержание диоксида титана варьирует в пределах 13,36–14,78 мас. %, а суммарное количество общего Fe достигает 74,25–86,53 мас. % (табл. 2). Судя по описанию, именно подобного рода образования диагностировались большинством исследователей как титаномагнетит [Занвильевич и др., 1999]. Следует, однако, заметить, что наблюдающиеся в рудах Ошурковского месторождения взаимоотношения между различными по составу минеральными фазами внутри отдельных зерен, в общем, не характерны для структур распада титаномагнети-

та. Ильменит, присутствующий в индивидах магнетита, в большинстве случаев встречается в виде решетчатых, пластинчатых, эмульсионных и неправильной формы обособлений [Карпова, 1974]. Рассматриваемые субпараллельные выделения являются характерными для ильменита и гематита – минералов, связанных изоструктурными отношениями. Известно, что при высоких температурах (600°C и более) эти минералы представляют изоморфную смесь. При понижении температуры происходит разрыв смесимости, приводящий к распаду, на Fe_2O_3 -содержащий ильменит и FeTiO_3 -содержащий гематит с образованием характерной пертитовой структуры [Рамдор, 1962; Prevot et al., 2001; McEnroe et al., 2002]. При дальнейшем снижении температуры понижается растворимость Fe_2O_3 в ильмените и FeTiO_3 в гематите, следствием чего является образование в ранее выделившихся минеральных фазах ламелей второй генерации. Именно подобного рода двойные структуры распада наблюдаются в зернах окисно-рудного минерала, распространенного в породах Ошурковского массива.

Как показали проведенные минераграфические исследования, обе входящие в его состав минеральные фазы характеризуются резко выраженной анизотропией и высокой твердостью (стальная игла следа не оставляет). Компоненты минерала не реагируют на воздействие соляной кислоты и не притягивают микромагнит. Совокупность перечисленных диагностических признаков однозначно свидетельствует об отсутствии в составе данного минерала магнетита и позволяет сделать вывод, что основным окисно-рудным минералом щелочных габброидов Ошурковского массива является не титаномагнетит, а гемоильменит. Фиксирующееся при рентгеноспектральном анализе повышенное содержание в экссолюционном гематите диоксида титана обусловлено присутствием в его структуре многочисленных тончайших телец ильменита, возникших вследствие распада вторичных твердых растворов.

Таким образом, в результате диагностических исследований рудной минерализации, присутствующей в различных петрографических разновидностях породах, не затронутых глубокими постмагматическими преобразованиями, установлено, что основным рудным оксидом в их составе является гемоильменит, с характерными структурами распада твердых растворов гематита в ильмените. Доля его в общем объеме рудных минералов составляет около 95 %. В качестве попутных, ассоциирующих с ним минералов встречаются ильменит и магнетит. Представлены они как самостоятельными гомогенными зернами, по размеру не превышающими десятых долей миллиметра, так и сростками с гемоильмени-

том. Содержание этих минералов в суммарном объеме железо-титановых оксидов оценивается в 3–5 %.

Проведено детальное изучение структуры минеральных агрегатов и особенностей их распределения в массиве. Особое внимание уделено изучению гемоильменита как наиболее распространенного потенциально полезного компонента, встречающегося во всех основных петрографических разновидностях щелочных габброидов. Находится он в породах преимущественно в виде вкрапленности, реже образует практически мономинеральные залежи. Судя по взаимоотношениям с основными пороодообразующими минералами, кристаллизация гемоильменита связана с позднемагматической стадией становления интрузии. Обычно он встречается в тесном парагенезисе с апатитом. Имеются признаки того, что кристаллизация последнего начиналась раньше образования оксидов. На это указывают наличие каплевидных включений гемоильменита в зернах апатита и цементация идиоморфных кристаллов апатита рудными агрегатами, что свидетельствует о позднемагматическом генезисе. Содержание гемоильменита, присутствующего в породах в виде вкрапленности, значительно варьирует и, в определенной степени, является функцией процесса кристаллизационной дифференциации.

Так, в лейкократовых разновидностях бесфелдшпатоидных эссекситов доля минерала обычно не превышает 2–3 %, в мезократовых меняется в пределах 4–5 %, в меланократовых достигает 6–8 %. В породах по составу близких ультрабазитам отмечается наиболее высокая (до 20–25 %) концентрация гемоильменита, следствием чего является образование в них сидеронитовой структуры. Размеры зерен гемоильменита в зависимости от их принадлежности к определенной структурной разновидности пород, слагающих месторождение, варьируют в пределах 0,2–4 мм. Различные по размерам индивиды характеризуются специфическими особенностями внутренней структуры. Основа большей части относительно крупных (десятые доли миллиметра и более) зерен представлена ильменитом, включающим ламели гематита двух генераций. Первая, более высокотемпературная генерация гематита, характеризуется относительно широкими (20–50 мкм) полосо- и линзовидными ламелями, включающими тонкие пунктироподобные выделения ильменита. В плоскостях зерен ильменита, перпендикулярных базальному изотропному сечению (R_0), они имеют обычно неправильную, лепешкообразную форму и содержат округлые или сложной формы обособления ильменита (рис. 3).

Гематит второй генерации находится в ильмените в промежутках между ламелями гематита ранней генерации.

Обособляется в виде линзо- и штриховидных тел распада твердых растворов, толщина которых не превышает долей микрометра, а длина – сотых и десятых долей миллиметра. Содержание диоксида титана в ильменитовой матрице варьирует в пределах 45,55–46,36 мас. %, на долю оксидов железа приходится 50,97–52,59 мас. % (табл. 2), а в качестве примесей установлены MnO, V₂O₅ и MgO.

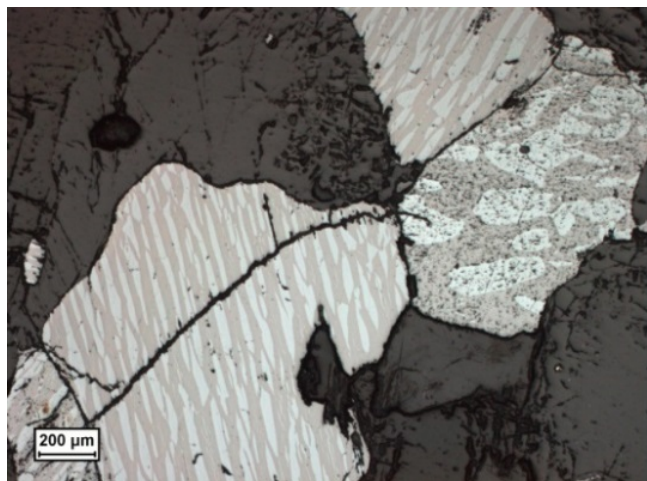


Рис. 3. Характерные структуры распада твердых растворов гемойльменита, образующего вкрапленность в неизмененных биотит-роговообманковых эссекситах

Гематит – светлый, ильменит – светло-серый. Темное поле – нерудные минералы. Аншлиф 385/80

Fig. 3. Typical structures of the decomposition of solid solutions of hemoilmenite forming dissemination in unchanged biotite-hornblende essexites

Hematite – light, ilmenite – light gray. Darkfield – non-metallic minerals. Polished section 385/80

В щелочных габброидах, содержащих гемойльменит преимущественно в виде редкой вкрапленности, встречаются его небольшие практически монорудные шпиро- и линзообразные залежи. Протяженность наиболее крупных из них не превышает 2,5 м, мощность – 30–35 см. Содержание диоксида титана в такого рода образованиях достигает 30 мод. %, суммарное содержание оксидов железа – 65,3 мод. %.

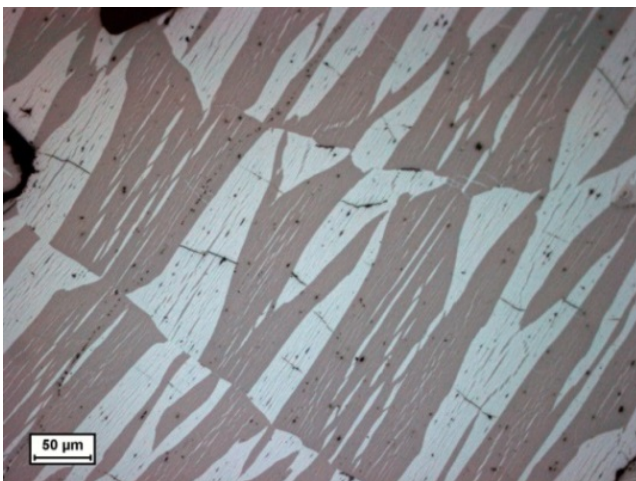


Рис. 4. Две генерации структур распада твердых растворов зерна гемойльменита, нарушенного микродеформациями

Ильменит – серый, гематит – светлый). Аншлиф 366 – ош

Fig. 4. Two generations of structures of decay of solid solutions of hemoilmenite grain disturbed by microdeformations

Ilmenite – gray, hematite – light. Polished section 366 – osh

Таблица 2

Химический состав Fe-Ti минералов из неизмененных бесфельдшпатоидных эссекситов, мас. %

Table 2

Chemical composition of Fe-Ti minerals from unaltered non-feldspathic essexites, wt. %

Компонент	Номер образца											
	272/83				438/80				46/70			
	Ilm		Hm		Ilm		Hm	Ilm	Hm	Mag-Rt		Ilm
	1	2	3	4	1	2	3	1*	2*	3*	4*	1
Fe _{общ}	51,70	50,97	79,79	80,22	51,59	51,34	76,10	52,22	84,85	60,05	30,62	52,70
MnO	1,38	1,51	0,59	0,21	1,43	1,64	0,55	–	–	–	–	–
MgO	0,68	0,79	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
CaO	0,10	–	–	–	–	0,61	0,61	–	–	–	–	–
V ₂ O ₅	0,77	0,94	0,38	0,80	–	–	–	–	–	–	–	–
Cr ₂ O ₃	–	–	–	0,35	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	99,66	99,76	94,70	95,71	99,38	99,60	91,61	98,85	99,63	97,17	98,74	99,33

Примечание. Ilm – ильменит; Hm – гематит; Mag-Rt – магнетит-рутиловые образования; * – номера точек на рис. 9; «–» – наличие компонентов не определялось.

Note. Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Mag-Rt – magnetite-rutile formations; * – point numbers in Figure 9; «–» – the presence of components was not determined.

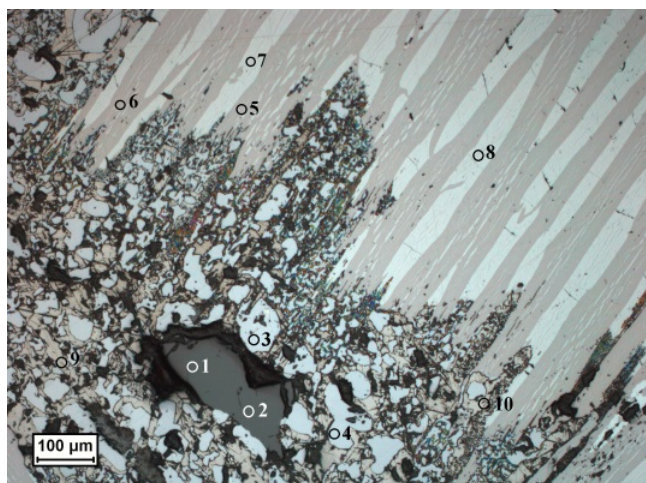


Рис. 5. Характер аутометасоматического преобразования гемоильменита из сливных железо-титановых руд

1, 2 – шпинель; 3, 4 – рутил; 5, 6 – ильменит; 7, 8 – гематит; 9, 10 – магнетит. Аншлиф 366 – ош. Протравлен HCl

Fig. 5. The nature of the autometamorphic transformation of hemoilmenite from merged iron-titanium ores

1, 2 – spinel; 3, 4 – rutile; 5, 6 – ilmenite; 7, 8 – hematite; 9, 10 – magnetite. Polished section 366 – osh. Etched HCl

Таблица 3

Химический состав минералов из сливных гематит-ильменитовых руд, мас. %

Table 3

Chemical composition of minerals from drained hematite-ilmenite ores, wt. %

Компо- нент	Образец 366/ош									
	Spl		Rt		Ilm		Hm		Mag	
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	7*	8*	9*	10*
TiO ₂	0,13	–	98,08	97,93	47,70	48,13	13,36	14,02	–	–
Al ₂ O ₃	61,22	61,61	–	–	0,19	–	0,23	0,19	0,18	0,05
Fe _{общ}	20,27	19,83	0,96	1,21	48,82	48,26	83,53	82,85	97,05	98,13
MnO	–	–	–	–	0,44	0,50	–	–	–	–
MgO	12,72	12,77	–	–	2,02	2,22	0,36	0,70	–	–
CaO	–	–	–	–	–	0,15	–	–	–	–
V ₂ O ₅	–	–	1,42	1,16	0,07	–	0,95	0,46	0,45	0,57
Cr ₂ O ₃	0,44	0,29	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	94,78	94,50	100,46	100,30	99,24	99,26	98,43	98,22	97,68	98,75

Примечание. Spl – шпинель; Rt – рутил; Ilm – ильменит; Hm – гематит; Mag – магнетит; * – номера точек на рис. 5; «–» – наличие компонентов не определялось.

Note. Spl – spinel; Rt – rutile; Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Mag – magnetite; * – numbers of points in Figure 5; «–» the presence of components was not determined.

Из-за незначительной распространенности они представляют интерес, главным образом, как источник генетической информации. Центральные части таких залежей сложены преимущественно гемоильменитом с характерными для него структурами распада твердых растворов, часто нарушенных микродеформациями (рис. 4).

В зонах эндоконтакта рудных тел в повышенном количестве присутствует апатит, зерна которого обычно располагаются в промежутках между агрегатами гемоильменита, иногда образуют включения в последних. Гемоильменитовые руды имеют массивную тек-

стуру и гипидиоморфнозернистую структуру. Ильменит, включающий экссолюционные ламели гематита, представлен в них относительно идиоморфными зернами размером 0,35–4,0 мм. Содержание TiO₂ в минерале находится в пределах 47,70–48,13 мас. %, Fe общего – 48,26–48,82 мас. % (табл. 3).

В качестве примесей в составе его зафиксированы MnO (0,44–0,50 мас. %) и MgO (2,02–2,22 мас. %). В виде вростков в зернах ильменита присутствует гематит, представленный двумя генерациями.

Гематит ранней генерации образует пластинчатые и линзовидные относительно крупные – толщи-

ной 0,01–0,25 мм и длиной 0,1–2 мм – тельца распада в ильмените и, в свою очередь, содержит мелкие пунктироподобные включения последнего (рис. 5). Рентгеноспектральным анализом в составе его установлено присутствие диоксида титана в количестве от 13,36 до 14,02 мас. %, V_2O_5 – от 0,44 до 0,94 мас. %, MgO – от 0,36 до 0,70 мас. % и Al_2O_3 – от 0,19 до 0,23 мас. %.

Гематит более поздней генерации обособляется в ильмените в виде «штрихоподобных» включений, толщиной не превышающих десятых долей микрометра, а в длину достигающих 0,01–0,12 мм. В промежутках между зернами гемоильменита местами встречаются мелкие (десятые доли миллиметра), идиоморфные, реже неправильной формы агрегаты магнетита и железистой шпинели (табл. 3).

Характерной особенностью строения данных образований является присутствие в них наряду с первичным магнетитом, представленным самостоятельными зернами, магнетита, развивающегося по гемоильмениту в качестве вторичного минерала. При этом процесс избирательного замещения ламелей ильменита магнетитом сопровождается образованием мелких (размером от долей до 50–60 мкм) неправильной формы агрегатов рутила, содержащих 97,93–98,08 мас. % TiO_2 (табл. 3). В качестве примесей в минерале присутствуют V_2O_5 (1,16–1,42 мас. %) и FeO (0,96–1,21 мас. %).

Вторичный магнетит, образующий псевдоморфозы по гематиту, также содержит микровключения рутила, возникшие вследствие изменения ильменитовых ламелей, присутствующих в гематите. В составе магнетита содержится 0,45–0,57 мас. % V_2O_5 , 0,21 мас. % SiO_2 и 0,05–0,18 мас. % Al_2O_3 .

Общая картина охарактеризованного процесса особенно четко проявляется при травлении зерен рудного минерала соляной кислотой (рис. 5). Известно, что переход ильменита в магнетит и рутил чаще всего происходит вследствие окислительных процессов. Не исключая их важной роли в преобразовании руд, локализованных в зоне гипергенеза, автор считает, что вышеохарактеризованное преобразование гемоильменита есть следствие автометасоматоза, широко проявленного в позднемагматическую стадию формирования Ошурковской интрузии. Косвенным подтверждением этого является тот факт, что замещение отдельных зерен гемоильменита магнетитом и рутилом наблюдается повсеместно в породах, не имеющих каких-либо признаков постмагматических преобразований.

В результате выполненного рентгенофазового исследования пробы сливных железо-титановых руд получены следующие соотношения присутствующих в пробе минеральных фаз: ильменит – 48,8 %, гематит – 28,4 %, магнетит – 15,7 %, рутил – 7,1 %.

Эти данные подтверждают состав и картину соотношения основных компонентов, установленных в руде при микроскопических наблюдениях. Присутствие в гемоильменитовых рудах характерных для них двухгенерационных структур распада твердых растворов является однозначным свидетельством их магматического генезиса.

Встречающиеся в ассоциации с гемоильменитом магнетит и ильменит обычно представлены редкой вкрапленностью неправильной формы или относительно идиоморфных зерен. Их размещение в массиве, в целом, соответствует закономерностям, установленным для гемоильменита. Имеются, однако, и некоторые отличия: в лейкократовых разностях эссекситов заметно возрастает роль магнетита, а в меланократовых биотит-пироксеновых породах доминирующее положение занимает ильменит, не содержащий включений гематита либо содержащий редкие его ламели. В отдельных его зернах наблюдается локальное развитие магнетита, сопровождающееся новообразованием рутила. Последний в виде мелких игольчатой формы включений достаточно часто встречается также в зернах полевых шпатов.

Рудная минерализация постмагматически измененных габброидов

Наряду с имеющими место автометасоматическими преобразованиями пород, в пределах Ошурковского массива достаточно широко проявлен метасоматоз, обусловленный воздействием на бесфельдшпатоидные эссекситы щелочно-полевошпатовых и щелочных сульфатсодержащих сиенитов. В породах, имеющих признаки влияния контактового метасоматоза, отмечается замещение плагиоклаза калиевым полевым шпатом, пироксена – амфиболом и биотитом. Входящие в их состав железо-титановые минералы также испытывают заметные преобразования. В одних случаях наблюдается незначительное изменение гемоильменита, проявляющееся в локальном замещении отдельных ильменитовых ламелей магнетитом и рутилом. Подобного рода преобразования обычно сопровождаются появлением в качестве вторичного минерала титанита. В одних случаях последний представлен самостоятельными неправильной формы зернами. Чаще он развивается по гемоильмениту в виде широких каемок с сохранением характерной структуры распада твердых растворов минерала (рис. 6). При более интенсивном развитии метасоматического процесса магнетит замещает ламели ильменита часто практически нацело. При этом на месте ильменита образуются мелкие (от 2–3 до 30 мкм) округлой и неправильной формы высокотитанистые агрегаты, предположительно определенные как рутил и анатаз. Ламели гематита изменениями почти не затрагиваются (рис. 7).

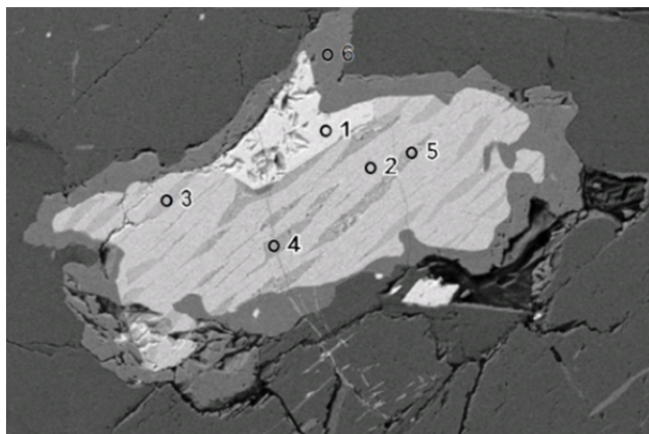


Рис. 6. Начальная стадия метасоматического преобразования гемоильменита

1 – магнетит (первичный), 2 – гематит, 3 – ильменит, 4 – титанит (в связи с микротрещиной), 5 – ильменит, частично замещенный магнетитом и рутилом, 6 – титанит (каемка по гемоильмениту). Аншлиф 110/86. $\times 25$

Fig. 6. The initial stage of the metasomatic transformation of hemoilmenite

1 – magnetite, 2 – hematite, 3 – ilmenite, 4 – titanite (due to a microcrack), 5 – ilmenite, partially replaced by magnetite and rutile, 6 – titanite (border along hemoilmenite). Polished section 110/86. Increase. $\times 25$

Процесс преобразования рудных минералов сопровождается отчетливо выраженным изменением их химического состава (табл. 4). Возможным следствием этого является имеющее место снижение отражательной способности и интенсивности анизотропии ильменита и гематита. Нередко отмечается более существенное преобразование агрегатов гемоильменита с появлением в них своеобразной зональности: периферические зоны большей части зерен представлены титанитом, внутренние магнетит – рутиловой массой, в которой присутствуют реликтовые включения гематита и ильменита. Каемки титанита развиваются также по периферии присутствующих в породе зерен ильменита. Отмеченные изменения имеют, несомненно, метасоматическую природу, поскольку в породах, содержащих рудную минерализацию, отсутствуют однозначные признаки проявления гидротермальной деятельности.

В то же время в пределах Ошурковского массива встречаются участки щелочных габброидов, существенно преобразованных под воздействием непосредственно гидротермальных растворов и имеющих четко выраженную связь с крупными тектоническими нарушениями. Полевые шпаты пород, затронутых гидротермальными изменениями, как правило, серицитизированы, пелитизированы, карбонатизированы. Характерными вторичными минералами, развивающимися,

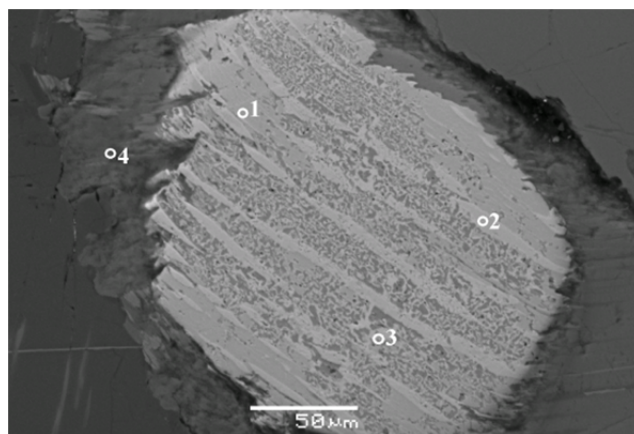


Рис. 7. Зерно гемоильменита с признаками интенсивного метасоматического преобразования

1 – ильменит, 2 – гематит, 3 – рутил в поле магнетита, 4 – титанит (каемка по гемоильмениту). Аншлиф 189/86

Fig. 7. Grain of hemoilmenite with signs of intense metasomatic transformation

1 – ilmenite, 2 – hematite, 3 – rutile in the magnetite field, 4 – titanite (border along hemoilmenite). Polished section 189/86

главным образом, по клинопироксену и роговой обманке, являются хлорит, актинолит, эпидот.

Постоянно присутствуют также карбонаты, цеолиты, флюорит, кварц, гидроксиды железа. В качестве новообразований отмечаются сульфиды – пирит, халькопирит, реже пирротин и пентландит. Чаще всего они представлены редкой вкрапленностью или выполняют микротрещины в породообразующих минералах, иногда образуют достаточно крупные неправильной формы скопления. Здесь же имеет место переотложение апатита с образованием прожилков, а также небольших неправильной и линзовидной формы залежей. Присутствующие в щелочных габброидах железо-титановые минералы также испытывают существенные преобразования, интенсивность которых зависит от степени гидротермальной переработки рудовмещающих пород. В относительно слабо измененных породах агрегаты гемоильменита часто разбиты трещинами, являющимися путями проникновения минерализованных растворов.

Вследствие воздействия последних на рудный минерал наблюдается его замещение непосредственно вблизи трещин магнетитом, хлоритом, гидроксидами железа. Имеются также признаки переотложения гематита с образованием неправильной формы обособлений вблизи микротрещин или непосредственно внутри них. В отличие от гематита, выделившегося в процессе распада твердых растворов,

в составе переотложенного гематита отмечается более низкое (4,59–4,72 мас. %) содержание диоксида титана, присутствующего, вероятно, в виде изоморфной примеси (табл. 4, обр. 83/86).

Характерным рудным минералом пород, затронутых гидротермальными изменениями, является титанит. Содержание его варьирует в пределах 3–10 %. Титанит представлен самостоятельными, обычно неправильной и округлой формы агрегатами, а также развивается в виде каемок по гомоильмениту и микротрещинам в зернах последнего. В зонах наиболее интенсивного воздействия гидротермальных растворов происходит полное замещение гомоильменита титанитом, хлоритом и агрегатами минералов с высоким (86,07–87,37 мас. %) содержанием TiO_2 . Исходя из наличия у них шагреневой поверхности и характерной окраски цвета охры, эти образования определены как лейкоксен. При этом сохраняется общая картина структуры распада твердых растворов, характерная для гомоильменита (рис. 8, табл. 4). Нередко в виде каемок по реликтовым зернам гомоильменита и по микротрещинам в них отлагается пирит. В зоне гипергенеза по темноцветным и рудным минералам развиваются гидроксиды железа. Содержание диоксида титана в породах затронутых гидротермальными преобразованиями варьирует в пределах 3,50–4,60 %.

Преобразования эссекситов, аналогичные вышеописанным, отмечаются и в экзоконтактовых зонах даек аплитов и гранитоидов. Здесь в качестве вторичных минералов также присутствуют зеленый амфибол, хлорит, биотит, карбонат. В составе рудных минералов наиболее широко развит титанит в виде каемок по гомоильмениту, биотиту и по трещинам спайности последнего. В поле развития измененных темноцветных минералов присутствуют мелкие неправильные выделения магнетита. Отдельные их зерна переполнены многочисленными точечными и игольчатыми включениями гетита (?). В зоне гипергенеза рудные минералы практически нацело замещаются гидроксидами железа.

Рудная минерализация пород дайкового комплекса

Исследование минерального состава пород дайкового комплекса, относящегося к дифференциатам заключительной фазы становления щелочных габброидов, показало, что с данными образованиями также связаны различные по составу оксиды. Наиболее высокие, достигающие 6–10 %, содержания рудных минералов зафиксированы в дайках лампрофиров. Характер распределения их в последних зависит от особенностей строения отдельных тел. Непосредственно в зонах закалки даек обычно

доминирует ильменит, встречающийся в виде мелких неправильной формы зерен. В центральных частях даек он наблюдается редко. Основным рудным минералом здесь является гомоильменит. Часть его присутствует в виде каплеобразных включений в породообразующих минералах. Более широко распространены индивиды, образующие рассеянную вкрапленность самостоятельных зерен. Большинство агрегатов гомоильменита имеет неправильную, угловатую форму. Размер их колеблется в пределах 0,05–0,6 мм. Внутренняя структура мелких зерен характеризуется наличием гематита одной генерации, представленного тонкими (0,001–0,03 мм) тельцами распада. В более крупных (размером в десятые доли миллиметра) зернах встречаются ламели гематита двух генераций. Содержание диоксида титана в ильменитовой и гематитовой фазах минерала сопоставимо с содержанием данного компонента во вкрапленных рудах. В дайках, локализующихся в зоне гипергенеза, наблюдается локальная перекристаллизация ильменитовых ламелей отдельных зерен, сопровождающаяся образованием выделений, заметно различающихся по содержанию оксидов титана и железа (рис. 9, табл. 2). В составе отдельных даек отмечена мелкая рассеянная вкрапленность магнетита.

В большинстве даек основным рудным минералом является гомоильменит. Наблюдающиеся в его зернах структуры распада твердого раствора представлены обычно гематитом одной генерации. В пределах минеральных агрегатов ильменитовая фаза, как правило, преобладает над гематитовой. В дайках, имеющих признаки гидротермального воздействия, агрегаты гомоильменита замещаются титанитом и находятся в его зернах в виде неправильных реликтовых образований. При этом имеет место частичное замещение гомоильменита магнетитом с образованием симплектитовых выделений светло-серого отчетливо анизотропного минерала, предположительно рутила или анатаза. Достаточно часто титанит развивается в виде каемок по периферии зерен ильменита, характерной особенностью химического состава которого является повышенное содержание MnO – 2,03–2,10 мас. % (табл. 2).

Магнетит встречается в породах в виде мелкой (сотые и тысячные доли миллиметров) рассеянной вкрапленности. Зерна его концентрируются обычно вдоль границ темноцветных минералов, реже образуют скопления размером от сотых долей до 0,15–0,20 мм. Форма большей части зерен магнетита неправильная. Изредка встречаются индивиды кубической формы. Достаточно часто наблюдаются сростки магнетита с титанитом. Магнетит присутствует в зернах последнего чаще всего в виде мелких округлой формы включений.

Химический состав Fe-Ti минералов из метасоматически и гидротермально измененных эссекситов, мас. %

Table 4

Chemical composition of Fe-Ti minerals from metasomatically and hydrothermally altered essexites, wt. %

Компонент	Номер образца											
	83/86								182/86			
	Ilm				Hm				Ilm	Hm	Rt	Ttn
	1	2	3	4	5	6	7	8	1*	2*	3*	4*
SiO ₂	—	0,19	0,39	0,21	0,19	2,09	0,17	—	—	—	—	27,55
TiO ₂	43,39	43,39	37,40	39,89	4,59	4,72	12,06	10,36	43,97	15,59	88,53	33,00
Al ₂ O ₃	—	—	0,51	—	—	—	—	—	—	—	—	1,27
Fe _{общ}	52,87	52,13	56,59	54,83	86,46	84,71	79,19	81,18	50,58	79,53	9,43	1,55
MnO	1,28	1,29	—	1,22	—	0,13	0,14	—	1,33	—	—	—
MgO	0,18	0,16	—	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	0,08	0,10	—	0,33	—	1,23	0,14	—	—	—	—	25,74
V ₂ O ₅	0,39	0,27	0,52	0,59	0,32	0,18	0,46	0,50	—	—	—	—
Сумма	98,19	97,53	95,41	97,35	91,56	93,06	92,16	92,04	95,88	95,12	97,96	89,11

Компонент	Номер образца											
	110/86						532/80					
	Mag	Hm	Ilm	Ttn	Rt	Ttn	Ttn			Rt		
	1*	2*	3*	4*	5*	6*	2*	3*	4*	5*	6*	
SiO ₂	—	—	—	10,20	—	27,81	16,79	31,08	29,52	4,21	5,24	
TiO ₂	—	15,17	45,13	35,23	86,50	32,89	60,23	32,40	36,20	87,37	86,07	
Al ₂ O ₃	—	—	—	1,64	—	1,14	3,68	5,87	4,59	1,09	0,96	
Fe _{общ}	98,21	79,55	50,11	38,76	11,52	1,52	0,84	0,33	1,12	0,88	1,29	
MnO	—	0,35	1,25	—	—	—	0,08	0,08	0,00	0,12	0,01	
MgO	—	—	—	1,95	—	—	0,16	0,25	1,16	0,00	0,11	
CaO	—	—	—	11,25	—	25,84	16,26	28,61	26,42	3,97	3,64	
V ₂ O ₅	0,56	—	—	—	—	—	0,91	0,30	0,48	1,32	1,41	
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,22	0,18	0,15	0,00	0,15	
Сумма	98,77	95,07	96,49	99,03	98,02	89,20	99,17	99,10	99,64	98,96	98,88	

Примечание. Ilm – ильменит; Hm – гематит; Rt – рутил; Ttn – титанит; Mag – магнетит; * – номера точек на рис. 6–8; «—» – наличие компонентов не определялось.

Note. Ilm – ilmenite; Hm – hematite; Rt – rutile; Ttn – titanite; Mag – magnetite; * – numbers of points in figures 6–8; «—» the presence of components was not determined.

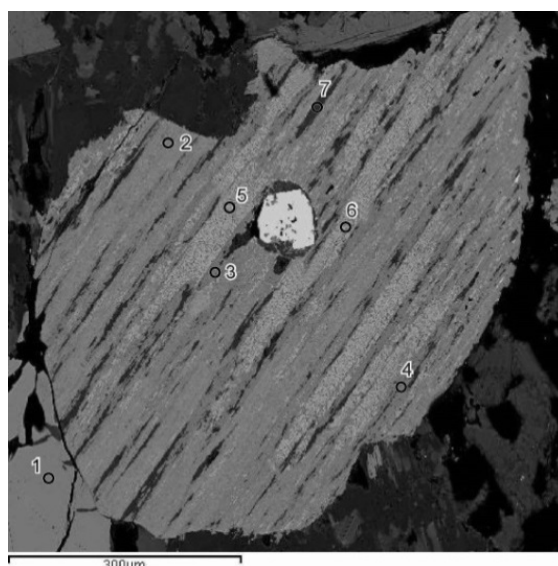


Рис. 8. Характер преобразования гемоильменита в гидротермально измененных эссекситах

Минерал нацело замещен титанитом (2, 3, 4), «лейкоксом» (5, 6), хлоритом (7); 1 – апатит, светлое зерно – пирит. Аншлиф 532/80

Fig. 8. The nature of the transformation of hemoilmenite in hydrothermally altered essexites

The mineral is completely replaced by titanite (2, 3, 4), "leucoxene" (5, 6), chlorite (7); 1 – apatite, light grain - pyrite. Polished section 532/80

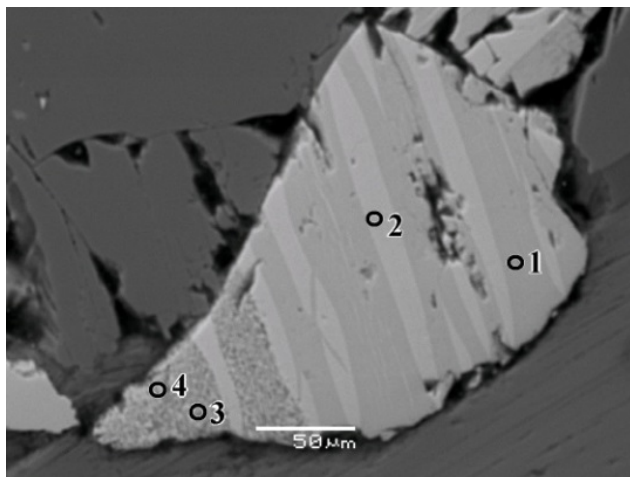


Рис. 9. Частично перекристаллизованный гемоильменит из дайки лампрофиров

1 – ильменит, 2 – гематит, 3, 4 – ильменит, замещенный магнетит-рутиловой массой. Аншлиф 46/70

Fig. 9. Partially recrystallized hemoilmenite from lamprophyre dikes

1 – ilmenite, 2 – hematite, 3, 4 – ilmenite replaced by magnetite-rutile mass. Polished section 46/70

Характер рудной минерализации, связанный с дайками щелочных сульфатсодержащих сиенитов и карбонатитов, имеет несколько иную специфику. К числу наиболее характерных титановых минералов сульфатсодержащих щелочных сиенитов относится титанит. Содержание его, однако, значительно варьирует. В отдельных телах он имеет статус не более чем акцессорной примеси, в других приобретает значение породообразующего минерала. Титанит обычно представлен агрегатами неправильной формы, реже обособляется в виде клиновидных и чечевицеvidных зерен. Вкрапленность его связана преимущественно с участками развития силикатных минералов. Повышенные концентрации минерала нередко отмечаются в эндоконтактовых зонах даек. Размер зерен титанита варьирует в пределах от десятых долей до 1,0–1,5 мм. Встречаются скопления диаметром до 2,0 мм. По данным рентгеноспектрального анализа, в его составе установлены: SiO_2 – 32,38–33,72 мас. %, TiO_2 – 35,76–35,83 мас. %, CaO – 26,89–27,08 мас. %, FeO – 1,70–1,92 мас. %, Al_2O_3 – 0,83 мас. %.

К числу характерных рудных компонентов щелочных сульфатсодержащих сиенитов относится также магнетит. Представлен он различными морфологическими типами. Относительно небольшой объем приходится на долю самостоятельных индивидов, с размерами 0,05–0,1 мм, образующих рассеянную вкрапленность. В их составе преобладают ксеноморфные агрегаты, реже наблюдаются зерна с характерными для магнетита октаэдрическими формами.

Доминирующая часть магнетита присутствует в виде мелких, иногда достаточно многочисленных,

включений в зернах клинопироксена. В значительно меньшем объеме они встречаются в полевоом шпате, флогопите, ангидрите. В составе ксенолитов щелочных габброидов, захваченных дайками, наблюдаются срастания магнетита с гемоильменитом и рутилом. Границы между зернами рудных минералов сложные, зубчатые. В магнетите содержится до 0,49 мас. % V_2O_5 (табл. 1, обр. 182/86).

Общая для Ошурковского массива рудная специализация прослеживается и в присутствующих в нем телах карбонатитов. К числу постоянно встречающихся в них минералов также относятся магнетит, ильменит, гематит, рутил, титанит [Рипп и др., 2000]. Основным типоморфным рудным минералом карбонатитов является магнетит. Он встречается в карбонатной массе в виде редкой вкрапленности, реже образует относительно крупные скопления, обычно приуроченные к зальбандовым зонам отдельных жил. Представлен мелкими (от десятых долей до 2–3 мм) неправильными зернами, реже крупными октаэдрической формы кристаллами размером до 2–3 см. Характерной особенностью внутреннего строения большинства магнетитовых агрегатов является присутствие в них редких пластинчатых вростков ильменита, образовавшихся в результате распада твердых растворов. В целом, однако, содержание диоксида титана в магнетите не превышает десятых долей процента. В то же время характерной типоморфной особенностью минерала является повышенное содержание в нем MgO , составляющее в среднем 1,56 мас. %. В отдельных зернах магнетита вдоль микротрещин наблюдается образование пластинчатых выделений гематита.

Титанит встречается в карбонатитовых жилах, находящихся в пределах участков, затронутых гидротермальными преобразованиями. Содержится в кальцитовом субстрате в виде мелких (0,3–0,8 мм) кристаллов и образует реакционные каемки на границах зерен магнетита. Характерной особенностью титанита из карбонатитов, согласно [Рипп и др., 2000], является высокое содержание редкоземельных элементов до 2,5–3,35 мас. %.

Рудная минерализация щелочно-полевошпатовых сиенитов и сингенетичных им даек

Рудные минералы в щелочно-полевошпатовых сиенитах содержатся в количестве, не превышающем 1,5–3,0 %. В составе их заметно преобладает магнетит, в подчиненном количестве гемоильменит и титанит. Перечисленные минералы имеют отчетливую пространственную связь с участками развития ксенолитов пород первой фазы и характеризуются некоторыми особенностями, отлича-

ющими их от одноименных минералов, встречающихся в щелочных габброидах. Прежде всего, это касается агрегатов гемоильменита. Встречаются они в виде неправильной формы зерен с размерами 0,2–1,0 мм.

Развитые в них структуры распада твердых растворов, наблюдающиеся в отраженном свете, часто не имеют четко выраженных границ. В большинстве зерен гематитовая фаза преобладает над ильменитовой. В пределах ламелей ильменита присутствуют многочисленные неправильной формы мелкие выделения светло-серых анизотропных новообразований, внешне очень похожих на анатаз и рутил. Повидимому, в данном случае имеет место процесс окисления ильменита, идентичный лейкоксенизации. Это вполне возможное предположение, так как рудная минерализация щелочно-полевошпатовых сиенитов изучалась в образцах, взятых из зоны дезинтеграции массива. В связи с зернами гемоильменита в большинстве случаев наблюдается также развитие гидроксидов железа.

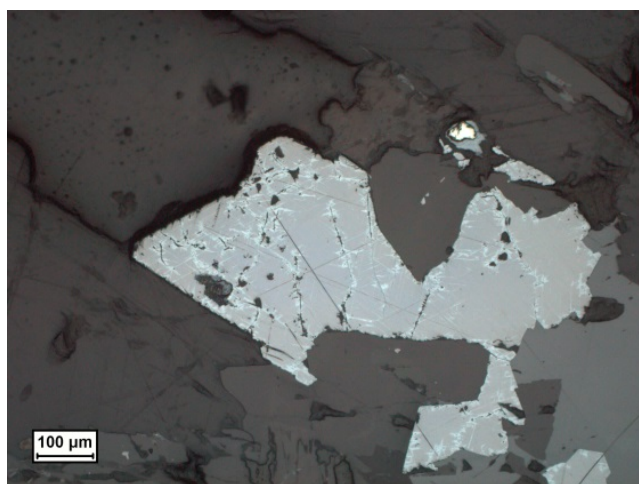


Рис. 10. Магнетит (светло-серый) с микротрещинами залеченными гематитом (светлый) в поле нерудных минералов (темно-серое). Аншлиф 505/82

Fig. 10. Magnetite (light gray) with microcracks healed with hematite (light) in the field of nonmetallic minerals (dark gray). Polished section 505/82

Магнетит в щелочно-полевошпатовых сиенитах образует редкую вкрапленность, иногда микрогнездовые скопления. Размеры последних колеблются в пределах от сотых долей до 0,1–0,3 мм. Форма выделений минерала неправильная, угловатая. Наблюдается замещение отдельных зерен магнетита титанитом. В периферических зонах большинства зерен, а также в связи с развитыми в них микротрещинами, наблюдаются мелкие пластинчатой формы агрегаты гематита (рис. 10). В редких случаях последний развивается по магнетиту в виде сеточки, замещая его

почти нацело. Титанит присутствует, главным образом, в качестве вторичного минерала по магнетиту и гемоильмениту, реже встречается как самостоятельный минерал. В полевых шпатах широко распространены также тонкие пылевидные включения рудных минералов, диагностировать состав которых не представляется возможным.

В дайках мелкозернистых сиенитов, имеющих четко просматривающуюся генетическую связь со щелочно-полевошпатовыми сиенитами, самым распространенным минералом является магнетит. Рас-

пределен он обычно неравномерно. Наиболее обильная его вкрапленность (до 5–6 %) наблюдается на участках с низким содержанием темноцветных минералов. При этом, наряду с зернами округлой и неправильной формы, встречаются редкие индивиды магнетита с квадратными сечениями и характерными для него треугольными выколами. Размер зерен минерала колеблется в пределах 0,03–0,25 мм. В редких случаях в его зернах присутствуют единичные тонкие пластинки ильменита, что позволяет диагностировать данную первичную фазу как титаномагнетит.

Обсуждение результатов

Сложная история формирования Ошурковского массива находит отражение в характере связанной с ним рудной минерализации. Рудные минералы встречаются во всех без исключения слагающих его породах, но наиболее значительные концентрации их связаны со щелочными габброидами. При этом их количество и характер меняются в зависимости от принадлежности к определенной фацальной разновидности бесфельдшпатоидных эссекситов, от состава и суммарного содержания в них темноцветных минералов, а также от степени преобразования постмагматическими процессами. Практически во всех петрографических разновидностях щелочных габброидов, не затронутых сколько-нибудь существенными изменениями, основным рудным минералом является гемоильменит. Встречается он преимущественно в виде бедной вкрапленности, реже слагает небольшие шпиро- и линзообразные залежи. В качестве самостоятельных, сопутствующих гемоильмениту минералов, фиксируются также ильменит и магнетит. Среднее суммарное содержание Fe-Ti оксидов, по предварительной оценке, составляет около 6,0 %. Рудные минералы неизменных разновидностей щелочных габброидов встречаются в тесной пространственной ассоциации с апатитом. Характер распределения данных минералов в массиве, отчетливая зависимость от содержания в породах темноцветных минералов, взаимоотношения друг с другом, наличие прямой корреляционной связи между ними свидетельствуют о том, что их образование связано с позднемагматической стадией формирования пород I фазы. Вследствие изначальной обогащенности магматического расплава водой и летучими компонентами, в породах массива повсеместно проявлены признаки автотермальных изменений породообразующих и рудных минералов. Наблюдается, в частности, замещение пироксена бурой роговой обманкой, а гемоильменита – магнетитом и рутилом. Как показали результаты прове-

денного минерографического изучения, в целом не установлено резко выраженного различия в характере рудной минерализации, присутствующей в основных петрографических разновидностях пород Ошурковского массива и в генетически связанных с ними дайках лампрофиров и сиенитов, что предполагает близкие физико-химические условия их формирования. В щелочных сульфатсодержащих сиенитах и карбонатитах, условно относящихся к образованиям заключительной стадии становления пород I фазы, статус основного типоморфного рудного минерала переходит к магнетиту. Последний является также наиболее широко распространенным минералом щелочно-полевошпатовых сиенитов II фазы и связанных с ними дайковых образований, что свидетельствует об имеющей место смене физико-химических условий кристаллизации магмы.

В щелочных габброидах, подвергшихся контактовому метасоматозу, связанному с влиянием щелочно-полевошпатовых и щелочных сульфатсодержащих сиенитов, отмечается замещение гемоильменита и ильменита магнетитом и титанитом. При этом имеет место локальная структурная перекристаллизация железо-титановых оксидов, сопровождающаяся переотложением гематита и ильменита в одних случаях и полным замещением последнего магнетитом – в других. Процесс замещения ильменита магнетитом, как правило, сопровождается выделением рутила. Титанит в качестве вторичного минерала развивается по гемоильмениту и ильмениту обычно в виде каемок, реже замещает их полностью. Он является также одним из наиболее распространенных минералов гидротермально измененных пород. В них в ассоциации с титанитом, замещающим железо-титановые оксиды, обычно присутствуют «лейкоксен», представленный смесью рутила и анатаза, хлорит и гидроксиды железа. В связи с метасоматическими и гидротермальными преобразованиями рудных минералов наблюдаются также перекристаллизация и переотложение магматического апатита с образованием повышенных его концентраций. Прямой корреляции между содержаниями апатита и рудных минералов в породах претерпевших изменения не наблюдается.

Согласно данным реконструкции РТ-условий кристаллизации Ошурковской интрузии, выполненной Б.А. Литвиновским и соавт. [1998, а] с использованием в качестве геобарометра амфибол, а титаномагнетита и полевого шпата в качестве геотермометров, глубина ее формирования составляет 16–20 км, а температура образования рудных минералов оценивается в 910–960 °С. Проведенные автором исследования по диагностике рудных минералов и оценке характера их распространения в породах позволяют прийти к выво-

ду, что кристаллизация последних происходила в принципиально иных физико-химических условиях. Так, развитие в породах Ошурковского массива не титаномагнетита (как ошибочно считалось ранее), а гематита свидетельствует о высоком парциальном давлении кислорода в магме в момент ее кристаллизации, что является, по данным В.А. Вахрушева [Вахрушев, 1980], характерным признаком близповерхностных комплексов.

Результаты петрохимических пересчетов по методу Г.С. Момджи, выполненные в свое время автором [Смирнов и др., 1971], предопределяют высокий температурный градиент магматического расплава, сформировавшего Ошурковский массив, и относительно быстрое его остывание, которое могло происходить только в близповерхностных условиях. На вероятность формирования Ошурковской интрузии в условиях приповерхностной фации указывают также слабая ее дифференцированность и вкрапленный характер связанного с ней оруденения. На важность этих признаков как диагностических критериев глубины становления интрузивных комплексов обращали внимание в работах [Лебедев, 1963] и [Горжевский, Козеренко, 1963]. Свидетельством малой глубинности формирования массива, согласно геолого-геофизическим данным, является также широкое распространение в пределах его дайковых образований. Присутствие гематитовой минерализации в составе практически всех основных разновидностей щелочных габброидов, слагающих массив, включая дайки, позволяет предположить, что в период их формирования должен был существовать режим, обеспечивающий образование структур распада твердых растворов гематита в ильмените. Основными определяющими факторами такого режима являются повышенные щелочность расплава и парциальное давление кислорода. Согласно экспериментальным данным П. Рамдора [Рамдор, 1962], образование гематита, включающего несколько генераций структур распада твердого раствора, происходит в пределах интервала температур не ниже 600–500 °С. Подобные, стабильные в течение достаточно длительного промежутка времени температуры могли обеспечиваться в расплаве, кристаллизующимся на глубине 1–3 км, т.е. в гипабиссальной зоне. Достаточно редкая парагенетическая ассоциация апатита и гематита, установленная в породах Ошурковского массива, позволяет предположить, что на ранней стадии формирования данного объекта происходило в условиях закрытой, в отношении путей фильтрации сквозьмагматических растворов, магматической системы (в интерпретации И.М. Волохова [1979]). Кристаллизация щелочно-полевошпатовых сиенитов второй фазы происходила уже в условиях, характеризующихся низким парциальным давлением кислорода,

возможно, при свободном его доступе в магматическую систему. Об этом свидетельствует появление в них магнетитовой минерализации.

Заключение

Предварительная оценка распространенности рудной минерализации в породах, слагающих Ошурковский массив, показывает, что содержание присутствующих в пределах его железо-титановых минералов сопоставимо с содержанием в них основного полезного компонента – апатита, и их вполне можно считать попутными компонентами. Для вынесения окончательного вердикта о возможности комплексного использования ошурковских руд рекомендуется проведение технологических исследований, направленных на получение из них железо-титановых концентратов и оценки их качества.

Практически все исследователи Ошурковского массива отмечают петрографическое, петрохимическое, минералогическое своеобразие слагающих его пород, однако до сих пор нет единого мнения о его генетических причинах. Анализ фактического материала, проведенный в процессе изучения связанной с интрузией рудной минерализации, позволил установить определенное сходство составов и условий формирования образований исследуемого объекта с магматическими комплексами калиевой линии. Характерным примером тому является позднемезозойский щелочной комплекс Мушугай-Худук в Монголии [Самойлов, Коваленко, 1983; Андреева и др., 1995]. Сходство с ним проявляется, в частности, в наличии в Ошурковском массиве линзообразных залежей существенно апатит-полевошпатовых пород, присутствием в сопоставляемых объектах карбонатитов, сульфатсодержащих тел, геохимической спецификой, выраженной в обогащении слагающих их пород калием, стронцием, барием и характером связанного с массивами оруденения. О возможной близости Ошурковского массива с комплексами калиевой серии свидетельствует также достаточно широкое развитие в пределах его тел микроклинитов, биотитов и биотит-пироксеновых пород, по минералогическому и химическому составу идентичных калиевым пироксенитам, встречающимся в массивах щелочных калиевых ультрабазитов Казахстана, таких как Красномайский, Барчинский и др. В распространенных здесь телах биотитовых пироксенитов также отмечается повышенная концентрация апатита [Нурлыбаев, 1973].

Проявляющаяся субкалиевая петрохимическая специализация пород Ошурковского массива, возможно, объясняет его уникальность как объекта, содержащего промышленные концентрации апатита, и может рассматриваться в качестве важной поисковой предпосылки месторождений подобного типа.

Список источников

- Андреев Г.В., Гордиенко И.В., Кузнецов А.Н., Кравченко А.И. Апатитоносные диориты Юго-Западного Забайкалья. Улан-Удэ : Бурят. книжн. изд-во, 1972. 159 с.
- Андреева И.А., Наумов В.Б. и др. Природные фосфатно-силикатные расплавы // Доклады Академии наук. 1995. Т. 343, № 2. С. 237–241.
- Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород. Новосибирск : Наука, 1980. 184 с.
- Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск : Наука, 1979. Вып. 437. 166 с.
- Волынский И.С. Определение рудных минералов под микроскопом. М. : Госгеолиздат, 1947. Т. 2. 338 с.
- Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. Фации глубинности магматических пород и магматогенных полезных ископаемых // Советская геология. 1963. № 8. С. 18–25.
- Егорова Н.Н., Новикова А.Н. Петрографические особенности метасоматически измененных сиенито-диоритовых и диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1970. Вып. XIII. С. 119–129.
- Залуцкий В.В. К геологии и генезису Ошурковского апатитоносного плутона Центральной Бурятии // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. Иркутск, 1979. С. 30–44.
- Занвилевич А.Н., Карманов Н.С., Бурдуков И.В., Литвиновский Б.А. Оценка условий кристаллизации габбро-сиенитовой серии на основе химического состава минералов (Ошурковский массив, Забайкалье) // Записки Всероссийского Минералогического общества. 1999. Ч. СХХVIII, № 1. С. 25–47.
- Карпова О.В. Титаномангнетитовые руды южного Урала. М. : Наука, 1974, 152 с.
- Кислов Е.В. Минералогия северо-восточной части Азии // Труды Второй Всероссийской научно-практической конференции. Улан-Удэ, 2011. С. 1–12.
- Ковальский Ф.И., Костромин С.В. Геолого-экономическая характеристика Ошурковского апатитового месторождения // Апатиты. М. : Наука, 1968. С. 304–306.
- Костромин Л.Н. Апатитовая минерализация и генезис Ошурковского месторождения // Труды СНИИГТИМСа. Вып. 108: Проблемы агрономического сырья Сибири. Новосибирск, 1971. С. 93–101.
- Кузнецов А.Н. Минералогия и геохимия апатитоносных диоритов (Юго-Западное Забайкалье). Новосибирск : Наука, 1980. 103 с.
- Кузнецова Л.Г., Василенко В.Б., Холодова Л.Д. Особенности состава породообразующих минералов Ошурковского массива // Сб. тр. СО РАН. Новосибирск : Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1995. Т. 11. С. 81–95.
- Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г. Амфиболы в породах Ошурковского массива // Вестник БНЦ СО РАН. 2011. № 2. С. 155–162.
- Лебедев А.П. Генетические типы титановых магматических комплексов // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород : сб. М. : Изд-во АН СССР, 1963. С. 111–118.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Бурдуков И.В., Карманов Н.С. Сиениты как продукт фракционной кристаллизации щелочно-базальтовой магмы Ошурковского массива, Забайкалье // Петрология. 1998а. Т. 6, № 1. С. 30–52.
- Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Посохов В.Ф. и др. Новые данные о строении и времени формирования Ошурковского массива щелочных габбро и сиенитов (Забайкалье) // Геология и геофизика. 1998b. Т. 39, № 6. С. 730–744.
- Нурлыбаев А.Н. Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата : Наука, 1973. 112 с.
- Никифоров А.В., Ярмолук В.В., Покровский Б.Г. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (О, С, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8, № 3. С. 309–336.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М. : Изд-во иностранной литературы, 1962. 1132 с.
- Рипп Г.С., Кобылкин О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ : Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 224 с.
- Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. и др. Возраст карбонатитов и базитов (SHRIMP-II и Rb-Sr методы) Ошурковского апатитоносного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 666–675.
- Рипп Г.С., Избродин И.А., Ласточкин Е.И. и др. Ошурковский базитовый плутон: хронология, изотопно-геохимические и минералогические особенности, условия образования. Новосибирск : ГЕО, 2013. 163 с.
- Самойлов В.К., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. М. : Наука, 1983. 199 с.
- Смирнов Ф.Л., Костромин С.В., Жукова Г.В. Геологическое строение и апатитоносность Ошурковского месторождения // Апатиты. М. : Наука, 1968. С. 295–300.
- Смирнов Ф.Л., Шабашев В.Я., Матвеев В.В. Петрохимические особенности габбро-диоритовых пород Ошурковского месторождения апатита // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1971. № 12. С. 56–65.
- Смирнов Ф.Л. Геология апатитовых месторождений Сибири. Новосибирск : Наука, 1980. С. 23–40.
- Тяжелов А.Г. Петрографическое своеобразие Ошурковского апатитоносного массива // Известия АН СССР. Серия геологическая. 1986. № 7. С. 47–55.
- Уэдджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М. : Мир, 1970. 347 с.
- Царев Д.И., Батуева А.А. Дифференциация компонентов базитов при гранитизации (на примере Ошурковского апатитового месторождения, Западное Забайкалье). Новосибирск : ГЕО, 2013. 135 с.
- Шабашев В.Я. Рудная минерализация Ошурковского месторождения // Промышленность горно-химического сырья и природных солей. М. : Изд-во НИИТЭИ, 1971. Вып. 4. С. 22–24.
- Шабашев В.Я. О формационной принадлежности Ошурковского апатитоносного массива // Промышленность горно-химического сырья. М. : НИИТЭХИМ, 1977. Вып. 6. С. 1–3.
- Шабашев В.Я., Никифоров А.В. Щелочные ангидритсодержащие сиениты Ошурковского массива (Западное Забайкалье) // Геосферные исследования. 2019. № 3. С. 50–68.

Яценко Г.М. Об интрузиях Ошурковского типа в центральной части Западного Забайкалья // Рудоносность геологических формаций Забайкалья. Новосибирск : Наука, 1982. С. 93–99.

McEnroe S.A., Harrison R.J., Robinson P., Langenhorst F. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of 'lamellar magnetism' with implications for planetary magnetic anomalies // *Geophysical Journal International*. 2002. V. 151. P. 890–912.

Kasama T., McEnroe S.A., Ozaki N., Kogured T., Putnis A. Effects of nanoscale exsolution in hematite-ilmenite on the acquisition of stable natural remanent magnetization // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. P. 461–475.

Prevot M., Hoffman K.A., Goguitchaichvili A., Doukhan J.-C., Shcherbakov V., Bina M. The mechanism of self-reversal of thermoremanence in natural hemoilmenite crystals: new perimental data and model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Elsevier, 2001. V. 126. P. 75–92.

References

Andreev G.V., Gordienko I.V., Kuznetsov A.N., Kravchenko A.I. *Apatitonosmyye diority Yugo-Zapadnogo Zabaykal'ya* [Apatite-bearing diorites of South-West Transbaikalia]. Ulan-Ude, 1972. 159 p. In Russian

Andreyeva I.A., Naumov V.B. et al. *Prirodnyye fosfatno-silikatnyye rasplavy* [Natural phosphate-silicate melts] // *Doklady Akademii Nauk*, V. 343, No 2, 1995, pp. 237–241. In Russian

Vakhrushev V.A. *Rudnyye mineral izverzhennykh porod* [Ore minerals of igneous rocks] Novosibirsk: Nauka, SO, 1980. 184 p. In Russian

Volokhov I.M. *Magmy, intratelluricheskiye rastvory i magmaticheskiye formatsii* [Magmas, intratelluric solutions, and magmatic formations] // Tr. Institute of Geology and Geophysics, issue.437, Novosibirsk: Nauka SO, 1979. 166 p. In Russian

Volynskiy I.S. *Opredelenie rudnykh mineralov pod mikroskopom* [Determination of ore minerals under a microscope]. Moscow: Gosgeolizdat, 1947. V. 2. 338 p.

Gorzhevskiy D.I., Kozerenko V.N. *Fatsii glubinnosti magmaticheskikh porod i magmatogennykh poleznykh iskopayemykh* [Depth facies of magmatic rocks and magmatogenic minerals] // *Soviet Geology*. 1963. No. 8. pp. 18–25. In Russian

Egorova N.N., Novikova A.N. *Petrograficheskiye osobennosti metasomaticheskii izmenennykh syenito-dioritovykh i dioritovykh porod Oshurkovskogo mestorozhdeniya apatita* [Petrographic features of metasomatically altered syenite-diorite and diorite rocks of the Oshurkovsky apatite field] // In the collection: Materials on geology and minerals of the Buryat ASSR. Issue XIII. Ulan-Ude. 1970. pp. 119–129. In Russian

Zalutsky V.V. *K geologii i genezisu Oshurkovskogo apatitonosnogo plutona Tsentral'noy Buryatii* [To the geology and genesis of the Oshurkovsky apatite-bearing pluton in Central Buryatia] // In Proc. "Geology, prospecting and exploration of ore deposits." Irkutsk. 1979. pp. 30–44. In Russian

Zanvilevich A.N., Karmanov N.S., Burdukov I.V., Litvinovsky B.A. *Otsenka usloviy kristallizatsii gabbro-syenitovoy serii na osnove khimicheskogo sostava mineralov (Oshurkovskiy massiv, Zabaykal'ye)* [Estimates of the condition of soft crystallization of the gabbro-syenite series based on the chemical composition of minerals (Oshurkovsky massif, Transbaikalia)] // Notes of the All-Russian Mineralogical Society, Part CXXVIII, No. 1, 1999. pp. 25–47. In Russian

Karpova O.V. *Titanomagnetitovyye rudyy uzhnogo Urala* [Titanomagnetite ores of the southern Urals], Moscow: Nauka, 1974. 152 p. In Russian

Kislov E.V. *Minerageniya severo-vostochnoy chaste Azii* [Minerageny of the northeastern part of Asia] // Tr. Second All-Russian Scientific and Practical Conference. Ulan-Ude, 2011, pp. 1–12. In Russian

Kovalsky F.I., Kostromin S.V. *Geologo-ekonomicheskaya kharakteristika Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya* [Geological and economic characteristics of the Oshurkovsky apatite deposit] // In collection: "Apatity". Moscow: Nauka, 1968. pp. 304–306. In Russian

Kostromina L.N. *Apatitovaya mineralizatsiya i genesis Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Apatite mineralization and genesis of the Oshurkovskoe deposit] // Trudy SNIIGGIMSa, Vol. 108, *Problemy agronomicheskogo syr'ya Sibiri* [Problems of agronomic raw materials of Siberia], Novosibirsk, 1971. pp. 93–101. In Russian

Kuznetsov A.N. *Mineralogiya i geokhimiya apatitonosnykh dioritov (Yugo-Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Mineralogy and geochemistry of apatite-bearing diorite (South-West Transbaikalia)], Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. 103 p. In Russian

Kuznetsova L.G., Vasilenko V.B., Kholodova L.D. *Osobennosti sostava porodooobrazuyushchikh mineralov Oshurkovskogo massiva* [Composition features of rock-forming minerals of Oshurkovski massif] // Materials on genetic and experimental mineralogy. V. 11. Novosibirsk, 1995. No. 832. pp. 81–97. In Russian

Lastochkin E.I., Ripp G.S., Doroshkevich A.G. *Amfiboly v porodakh Oshurkovskogo massiva* [Amphiboles in the rocks of the Oshurkovsky massif] // Bulletin of BNTs SB RAS. 2011. No. 2. pp. 155–162. In Russian

Lebedev A.P. *Geneticheskiye tipy titanonosnykh magmaticheskikh kompleksov* [Genetic types of titanium-bearing magmatic complexes] // Coll. : Problems of magma and genesis of igneous rocks. Moscow, Ed. USSR Academy of Sciences. 1963. pp. 111–118. In Russian

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Burdukov I.V., Karmanov N.S. *Syenity kak product fraktsionnoy kristallizatsii shchelochno-bazal'tovoy magmy Oshurkovskogo massiva, Zabaykal'ye* [Syenites as a product of alkali-basalt magma crystallization of Oshurkovski massif, Transbaikalia] // Petrology, 1998a. V. 6 (1). pp. 30–53. In Russian

Litvinovsky B.A., Zanvilevich A.N., Posokhov V.F. et al. *Novyye dannyye o stroenii i vremeni formirovaniya Oshurkovskogo massiva shchelochnykh gabbro i syenitov. (Zabaykal'ye)* [New data on the structure and time of formation of the Oshurkovsky massif of alkaline gabbro and syenite. (Transbaikalia)] // Russian Geology and Geophysics. 1998b V. 39 (6). pp. 730–744. In Russian

Nurlybayev A.N. *Shchelochnyye porody Kazakhstana i ikh poleznyye iskopayemye* [Alkaline rocks of Kazakhstan and their minerals] // Alma-Ata, Nauka, 1973. 112 p.

Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., Pokrovsky B.G. et al. *Pozdnemezozojskie karbonatity Zapadnogo Zabajkal'ja: mineral'nyj, himicheskij i izotopnyj (O, S, Sr) sostav i sootnosheniya so shchelochnym magmatizmom* [Late Mesozoic carbonatites of western

- Transbaikalia: Mineralogical, chemical, and isotopic (O, C, S, and Sr) characteristics and relationships to alkaline magmatism] // *Petrology*. 2000. V. 8 (3). pp. 278–302. In Russian
- Ramdor P. *Rudnyye mineral i ikh srastaniya. Izd-vo inostrannoy literatury* [Ore minerals and their intergrowths] // Publishing house of foreign literature. Moscow, 1962. 1132 p. In Russian
- Ripp G.S., Kobylkin O.V., Doroshkevich A.G., Sharakshinov A.O. *Pozdnemezozoyskiye karbonatity Zapadnogo Zabaykal'ya* [Late Mesozoic carbonatites of Western Transbaikalia]. Ulan-Ude, Ed. BNTs SB RAS, 2000. 224 p. In Russian
- Ripp G.S., Doroshkevich A.G., Posokhov V.F., Izbrodin I.A., Konopel'ko D.L., Sergeev S.A. [The age of carbonatites and mafic rocks (SHRIMP II and Rb-Sr dating) from the Oshurkovo apatite-bearing pluton (Western Transbaikalia)] // *Russian Geology and Geophysics*. 2011. V. 52 (5). pp. 517–525.
- Ripp G.S., Izbrodin I.A., Lastochkin E.I. et al. *Oshurkovskiy bazitovyy pluton: khronologiya, izotopno-geokhimicheskiye i mineralogicheskiye osobennosti, usloviya obrazovaniya* [Oshurkovsky basic pluton: chronology, isotope – geochemical and mineralogical features, conditions of formation] // Academic publishing house "GEO", Novosibirsk. 2013. 163 p. In Russian
- Samoylov V.K., Kovalenko V.I. *Kompleksy shchelochnykh porod i karbonatitov Mongolii* [Complexes of alkaline rocks and carbonatites of Mongolia] // Moscow: Nauka, 1983, 199 p. In Russian
- Smirnov F.L., Kostromin S.V., Zhukova G.V. *Geologicheskoye stroeniye i apatitonosnost Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Geological structure and apatite content of the Oshurkovskoye field] // In collection: "Apatity". Moscow: Nauka, 1968. pp. 295–300. In Russian
- Smirnov F.L., Shabashev V.Ya., Matveyenkov V.V. *Petrokhimicheskiye osobennosti gabbro-dioritovykh porod Oshurkovskogo mestorozhdeniya apatite* [Petrochemical features of gabbro-diorite rocks of the Oshurkovskoye apatite deposit] // *Izvestiya AN SSSR, ser. geol.* 1971. No. 12. pp. 56–65. In Russian
- Smirnov F.L. *Geologiya apatitovykh mestorozhdeniy Sibiri* [Geology of apatite deposits of Siberia]. Novosibirsk: Nauka SB RAS, 1980. pp. 23–40. In Russian
- Tyazhelov A.G. *Petrograficheskoye svoeyebrazie Oshurkovskogo apatitonosnogo massiva* [Petrographic originality of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // *News of the Academy of Sciences of the USSR, geological series*. 1986. No. 7. pp. 47–55. In Russian
- Uedzher L., Braun G. *Rassloyennyye izverzhennyye porody* [Layered igneous rocks]. Moscow: Mir, 1970. 347 p. In Russian
- Tsarev D.I., Batueva A.A. *Differentsiatsiya komponentov bazitov pri granitizatsii (na primere Oshurkovskogo apatitovogo mestorozhdeniya, Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Differentiation of the components of the basites during granitization (on the example of the Oshurkovsky apatite deposit, Western Transbaikalia)] // Novosibirsk, Academic publishing house "GEO", 2013. 135 p. In Russian
- Shabashev V.Ya. *Rudnaya mineralizatsiya Oshurkovskogo mestorozhdeniya* [Ore mineralization of the Oshurkovskoye deposit] // In collection: Industry of mining and chemical raw materials and natural salts. Issue 4. Moscow, Publishing house of NIITEI, 1971. pp. 22–24. In Russian
- Shabashev V.Ya. *O formatsionnoy prindlezhnosti Oshurkovskogo apatitonosnogo massiva* [On the formational affiliation of the Oshurkovsky apatite-bearing massif] // In collection: Industry of Mining – ChemicalRawMaterials, Issue 6, Moscow, NIITEKHIM, 1977. pp. 1–3. In Russian
- Shabashev V.Ya., Nikiforov A.V. *Shchelochnyye angidritsoderzhashchiye siyenity Oshurkovskogo massiva (Zapadnoye Zabaykal'ye)* [Alkaline anhydrite-containing syenites of Oshurkovsky massif] // *Geosphere Research*. 2019. No. 3. pp. 50–68. In Russian
- Yatsenko G.M. *Ob intruziyakh Oshurkovskogo tipa v tsentral'noy chaste Zapadnogo Zabaykal'ya* [About Oshurkovski type intrusions in central part of Western Transbaikalia] // *Ore-bearing of geologic formations of Transbaikalia*. Novosibirsk; Nauka. 1972. pp. 93–99. In Russian
- McEnroe S.A., Harrison R.J., Robinson P., Langenhorst F. Nanoscale haematite-ilmenite lamellae in massive ilmenite rock: an example of lamellar magnetism with implications for planetary magnetic anomalies. *Geophys. J. Int.* 2002. V. 151. pp. 890–912.
- Prevot M., Hoffman K.A., Goguitchaichvili A., Doukhan J.-C., Shcherbakov V., Bina M. The mechanism of self-reversal of thermoremanence in natural hemoilmenite crystals: new perimental data and model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Elsevier, 2001. V. 126. pp. 75–92.
- Kasama T., McEnroe S.A., Ozaki N., Kogured T., Putnis A. Effects of nanoscale exsolution in hematite-ilmenite on the acquisition of stable natural remanent magnetization // *Earth and Planetary Science Letters*. 2004. V. 224. pp. 461–475.

Информация об авторе:

Шабасhev В.Я., кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник, ООО «Агроэко», Люберцы, Московская область, Россия.
E-mail: shabashev8842@mail.ru

Автор заявляет об отсутствии конфликта интересов.

Information about the author:

Shabashev V.Ya., Cand. Sci. (Geol.-Miner.), Senior Researcher, Agroeko LLC, Lyubertsy Moscow Region, Russia.
E-mail: shabashev8842@mail.ru

The author declares no conflicts of interests.

Статья поступила в редакцию 15.02.2021; одобрена после рецензирования 21.11.2021; принята к публикации 18.03.2022.

The article was submitted 15.02.2021; approved after reviewing 0021.11.2021; accepted for publication 18.03.2022