УДК 552.3:553.5

http://doi.org/10.21440/2307-2091-2025-3-33-48

Некоторые особенности состава щелочных магматитов Юнтинской интрузии Щучьинского мегаблока (Полярный Урал)

Владимир Александрович ДУШИН[1*]
Сергей Геннадьевич СУСТАВОВ[1**]
Игорь Александрович ВЛАСОВ[1***]
Елена Николаевна ВОЛЧЕК[2****]

[1]Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, Россия
[2]Институт геологии и геохимии им. акад. А. Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург, Россия

Аннотация

Объект исследования. В статье охарактеризовано небольшое тело щелочных пород среднего состава, локализованное в умеренно щелочных габброидах юнтинского комплекса в пределах центральной части Щучьинского мегаблока Полярного Урала.

Цель работы – изучение геологии, минералого-геохимического состава и минерализации своеобразных, впервые выявленных в регионе высоконатриевых магматитов, проявившихся в пермско-триасовый этап развития Уральского Севера.

Методология и методы исследования. Статья основана на результатах собственных исследований с обобщением и переинтерпретацией результатов изучения магматизма, включая материалы исследований по проблеме «Изучение плюмового магматизма и минерагении внутриплитных геодинамических обстановок Уральского Севера» (Г-18), договора № 35-07/ТПИ/3 (59-202-07) и программы «Приоритет 2030», которые дополнены изучением морфологии, внутреннего строения, химического состава пород в ЦЛ ФГБОУ ВО "УГГУ" и ЦГП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. В статье приведены результаты исследований на электронном микроскопе VEGA LMS фирмы TESCAN с энергодисперсионной приставкой Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, а также рентгеновском дифрактометре XRD 7000 (Shimadzu) и др.

Результаты. Впервые относительно редкие породы мариуполиты в составе Юнтинской интрузии умеренно щелочных габброидов диагностированы и изучены с помощью современных методов исследований, определен их минералого-петрографический и петрохимический состав, получены геологические и изотопные данные о возрасте пород и геодинамической обстановке их формирования. Мариуполит – интрузивная порода гипабиссальной фации, состоящая из альбита, диопсида и ортоклаза (санидина), арфведсонита с вкраплениями циркона, апатита, титанита и рудного минерала. Показано, что химический состав большинства минералов мариуполита характеризуется высоким содержанием алюминия, указывающего на неравновесные условия его образования.

Выводы. Полученные данные свидетельствуют о вероятном проявлении щелочно-натриевого магматизма в постколлизионной субконтинентальной обстановке пермско-триасового рифтогенеза в области сочленения Урала и Западно-Сибирской платформы как отражении крупнейшего Сибирского суперплюма. Постмагматическая гидротермальная деятельность последнего приводит к образованию цеолитовой и, вероятно, редкоземельной минерализации.

Ключевые слова: мариуполит, цеолиты, Юнтинская интрузия, рифтогенез, Сибирский суперплюм, Щучьинский мегаблок, альбит, санидин.

Введение

Вопросы магматизма Щучьинского мегаблока Полярного Урала неоднократно обсуждались в специальной литературе. Они касались главным образом палеозойского этапа и были обусловлены проблемами связей последнего с рудоносностью и геодинамикой территории. Это хорошо известные публикации А. К. Афанасьева, Е. И. Бевза, В. Н. Воронова, В. А. Дедеева, А. А. Ефимова, А. П. Казака, А. В. Каныгина, М. Н. Костюхина, Н. Б. Кузнецова, Ю. С. Молдаванцева, Г. С. Нечкина, В. Н. Охотникова, Б. В. Перевозчикова, Д. Н. Ремизова, Г. Н. Савельевой, В. А. Симонова, Н. А. Сирина, В. Д. Старкова, а в последние годы В. А. Душина, О. М. Поповой, А. Н. Шадрина,

✉snige@m.ursmu.ru
https://orcid.org/0000-0002-9657-6324
**Sustavov.s@ursmu.ru
***vlasovbkpost@bk.ru
https://orcid.org/0009-0002-1842-8497
****volchek@igg.uran.ru

И. Д. Соболева и многих других [1–5], тогда как изучение позднепалеозойско-мезозойского магматизма в силу его ограниченного развития и своеобразия практически не осуществлено, хотя, по-видимому, он причастен к созданию современного минерагенического облика региона [6]. Это относится, прежде всего, к проявлению таких полезных ископаемых, как золото, уран, ртуть, редкие металлы, цеолиты, газ, возможно, алмазы.

Представленная работа основана на материалах многолетних (более 30 лет) исследований автора с коллегами Уральского Севера, включая работы по широкому диапазону проблем от отдельных вопросов рудоносности до современного геологического доизучения (ГДП-200/2 листов Q-42-I, II, VII, VIII), которые проводились Северной научно-исследовательской геологической экспедицией УГГУ [3].

Результаты современных исследований, отраженные в данной работе, касаются Юнтинской интрузии – одной из интересных и своеобразных магматических проявлений Щучьинского мегаблока, изученных нами еще в 1998–2005 гг. Эти работы в основном касались геологии, петрографии, петрохимии и геохимии умеренно щелочных габброидов Юнтинской интрузии, закартированной В. Н. Вороновым при проведении ГСР 50 в 1976 г. и отнесенных им к яляяхинскому долеритовому комплексу [2]. Полученные авторами новые данные в основном затрагивают углубленный минерало-петрографический и геодинамический аспекты впервые обнаруженных небольших тел мариуполитов, интрудирующих умеренно щелочные габброиды Юнтинской интрузии.

Методика исследований

Статья посвящена изучению магматизма центральной части Щучьинского мегаблока Полярного Урала и характеристики впервые обнаруженного тела мариуполитов среди умеренно щелочных габброидов юнтинского комплекса как возможного источника цеолитовой и редкоземельной минерализации. Работы проводились в рамках совместных исследований по проблеме «Изучение плюмового магматизма и минерагении внутриплитных геодинамических обстановок Уральского Севера» (Г-18), договора № 35-7/ТПИ/3 (59-202-07) и программы «Приоритет 2030 ФГБОУ ВО УГГУ на 2021–2030 гг.». Исследования включали широкий круг задач – от изучения петрографии, петрохимии пород до выяснения их геохимического, минералогического составов, а также геологического строения и тектонических особенностей территории.

Аналитические исследования выполнены в лабораториях ЦЛ ФГБОУ ВО "УГГУ" и ЦГП "Геоаналитик" ИГГ УрО РАН. Морфологическое изучение минералов проведено с помощью оптического микроскопа МБС-10 в отраженном свете и сканирующего электронного микроскопа VEGA LMS фирмы TESCAN (параметры съемки U = 20 кВ, I = 3 мА, WD = 15 мм); состав минералов определен с использованием энергодисперсионной приставки Xplore 30 фирмы Oxford Instruments, программа «Aztec»: U = 20 кВ, I = 3 мА (аналитик И. А. Власов, ФГБОУ ВО «УГГУ»). Рентгенографическое изучение осуществлено с помощью дифрактометра ADANI PowDIX 600 (параметры съемки: Cu – анод, U = 30 кВ, I = 10 мА, фильтр – Ni 20 m (аналитик Г. М. Уткина)), с использованием программного комплекса Crystallographica Search-Match, с применением базы данных ICDD PDF-2. Количественное определение выявленных минералов определено с помощью программы QuaIXв научно-исследовательской и испытательной лаборатории вещественного состава пород и руд (НИИЛ ВСПиР) ФГБОУ ВО «УГГУ». Петрографическое изучение проведено в покрытых и полированных шлифах с использованием поляризационных микроскопов Leica DM 2700P, XPL-2, стереомикроскопов Leica S9i и Leica M205C.

Объект исследования

Щучьинский мегаблок (синформа) – морфологически субкольцевая структура диаметром около 100 км, является наиболее северной изолированной частью Войкаро-Щучьинской мегазоны. В самом общем виде на западе она представлена ассоциацией гипербазитов, габброидов и недифференцированных долеритов (офиолитовая ассоциация) раннего палеозоя, осложненных в какой-то мере дискордантным островодужно-коллизионным палеозойским осадочно-магматическим ансамблем, перекрытым мезозойским плитным чехлом, относимым к Ямало-Гыданской синеклизе (рис. 1, *а*). В основании офиолитов залегает наиболее древняя метагаббро-амфиболит-анортозитовая ассоциация (малыкский комплекс) с возрастом от 1835–1358 млн лет до 2694 млн лет [2]. Синформа характеризуется высокими значениями гравитационного (60–180 мГал) и магнитного (1500–2000 нТл) полей [7, 8].

Восточная часть синформы сложена вулкано-плутоническими ассоциациями контрастного и непрерывного петрохимических рядов в пределах Хоимпэйской, Янганэпэйской и Юньягинской структур, осложненных депрессионно-склоновыми осадками и рифовыми массивами (массив Янганапэ) среднего палеозоя. Эти отложения хорошо охарактеризованы фаунистически, а возраст магматизма скорректирован изотопными данными. Первые две структуры слагают, по-видимому, единое поднятие, разделенное широтной Ямбутинской грабен-депрессией, выполненной мезозойскими осадками.

В целом для синформы естественными границами выступают тектонические элементы различной морфологии. Так, с запада и отчасти с северо-запада это Главный Уральский надвиг, картируемый системой диспликатов рифея–палеозоя, принадлежащих к так называемому войкаро-кемпирсайскому меланжевому комплексу (D_3–C_1). Тогда как остальные граничные элементы реализованы системами региональных разломов, не всегда достоверно диагностируемых с поверхности, особенно в северной и восточной частях, в связи с перекрытием последних мезозойско-кайнозойскими осадками и проводимых по геофизическим материалам [2, 3].

Для структуры характерно проявление как серповидных надвиговых, так и тектонических элементов линейного типа, отчасти дискордантных к общей вулкано-плутонической системе линеаментов кольцевой морфологии. Это дизъюнктивы северо-восточного (Харбейско-Харутская зона), северо-западного (Себета-Хуутинская зона) и субмеридионального (Байдарацко-Салехардская зона) направлений (рис. 1, *а*). Они усложняют общую внутреннюю структуру блока и, по-видимому, отражают отчасти унаследованный характер мезозойской активизации региона.

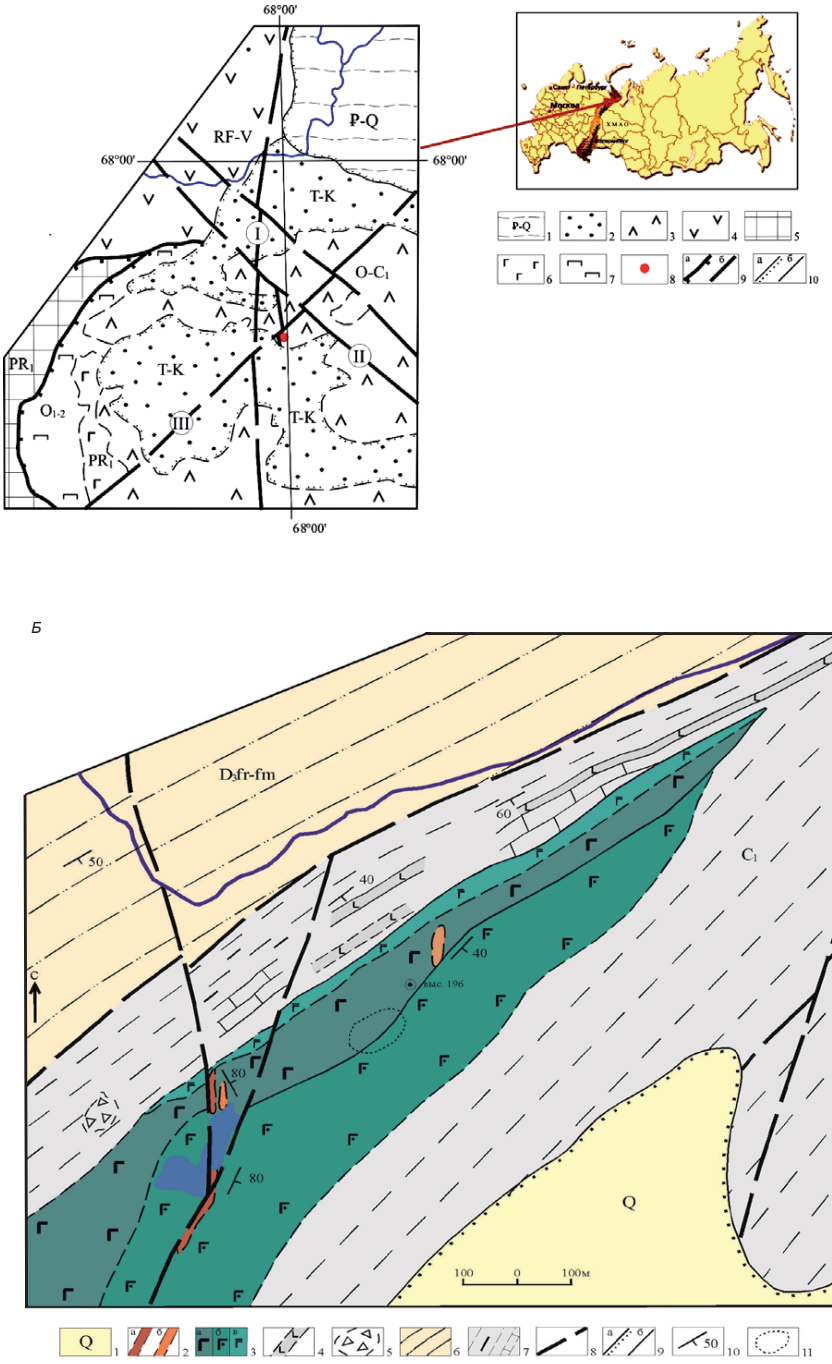

Рисунок 1. Юнтинская интрузия. Геологическое положение в структурах Щучьинского мегаблока (*А*): *1* – рыхлые отложения (Р–Q) плитного сектора; *2* – мезозойские осадочные (Т–К) отложения; *3* – палеозойские (О–C_1) вулканогенные формации островодужного типа; *4* – рифейско-вендские вулканогенно-осадочные формации; *5* – раннепротерозойские амфиболит-эклогитовые формации Марункеуского блока; *6* – малыкский метагаббро-амфиболитовый (PR_1) комплекс; *7* – сыумкеуский дунит-гарцбургитовый комплекс; *8* – юнтинский комплекс; *9* – тектонические нарушения: *а* – региональные надвиги, взбросо-надвиги; *б* – глубинные зоны, активизированные в MZ–KZ; *10* – геологические границы: *а* – несогласные, *б* – согласные, в том числе разной достоверности. Цифры на карте – номера тектонических зон: *I* – Байдарацко-Салехардская, *II* – Себета-Хуутинская, *III* – Харбейско-Харутская. **Внутреннее строение (*Б*):** *1* – рыхлые четвертичные отложения; *2* – мариуполиты (*а*), латиты (*б*); *3* – меланократовое умеренно щелочное габбро: *а* – крупно-среднезернистое, *б* – мелкозернистое, *в* – лейкократовое; *4* – трахидолериты; *5* – брекчии; *6* – алевролиты и аргиллиты (D_3fr–fm); *7* – переслаивание алевролитов и аргиллитов, в том числе углеродистых, известняков и песчаников (C_1); *8* – тектонические нарушения; *9* – геологические границы: *а* – несогласные, *б* – согласные, в том числе разной достоверности; *10* – элементы залегания; *11* – границы карьера

Figure 1. Yuntinsky intrusion. Geological position in the structures of the Shchuchya megablock (*A*): *1* – loose sediments (Р–Q) of the plate sector; *2* – Mesozoic sedimentary (T–K) deposits; *3* – Paleozoic (O–C1) volcanogenic formations of the island-arc type; *4* – Riphean-Vendian volcanogenic-sedimentary formations; *5* – Early Proterozoic amphibolite-eclogite formations of the Marunkeu block; *6* – Malyk metagabbro-amphibolite (PR1) complex; *7* – Syumkeu dunite-harzburgite complex; *8* – Yuntinsky complex; *9* – tectonic faults: a – regional thrusts, reverse-thrust faults; b – deep zones activated in MZ–KZ; *10* – geological boundaries: *a* – unconformable, *b* – conformable, including those of varying reliability. Numbers on the map are numbers of tectonic zones: *I* – Baidaratsko-Salekhard, *II* – Sebeta-Khuutinskaya, *III* – Harbey-Kharutskaya. **Internal structure (*B*):** *1* – loose Quaternary sediments; *2* – mariupolites (*a*), latites (*b*); *3* – melanocratic moderately alkaline gabbro: *a* – coarse-medium-grained, *b* – fine-grained, *c* – leucocratic; *4* – trachydolerites; *5* – breccias; *6* – siltstones and argillites (D3fr–fm); *7* – interbedding of siltstones and argillites, including carbonaceous, limestones and sandstones (C_1); *8* – tectonic faults; *9* – geological boundaries: *a* – unconformable, *b* – conformable, including those of varying reliability; *10* – bedding elements; *11* – quarry boundaries

Рассматриваемое Юнтинское дифференцированное интрузивное тело закартировано западнее оз. Юнто в районе выс. 196,0. Последняя представляет собой вершину ориентированной в северо-восточном направлении возвышенности, северо-западная и центральная (осевая) водораздельная части которой вскрыты небольшими карьерами, что позволило задокументировать и изучить строение магматических образований. Наиболее крупное магматическое тело габброидов протяженностью около 3,1 км, картируемое в осевой части возвышенности, имеет линейно вытянутую форму и северо-восточное простирание (аз. пад. 130, угол 40–120°). К юго-западу мощность его увеличивается до 500 м, и оно погружается под мезозойско-кайнозойские осадки, а к северо-востоку интрузия выклинивается. Параллельно основной интрузии у подножья выс. 196,0 среди карбонатно-терригенных отложений нижнего карбона прослежено несколько маломощных, до 5–7 м субсогласных тел магнезиальных трахидолеритов и габбродолеритов (аз. пад. 140 угол 70°), картируемых по простиранию на расстояние более 3 км. Интрузия габброидов имеет сложное, отчасти зональное строение, и представлена следующими петрографическими разновидностями: меланократовое и лейкократовое умеренно щелочное габбро (от мелко-, средне- до крупнозернистых разностей), в том числе биотитовое. Цвет от темно-зеленого, почти черного, до светло-зеленого, иногда с пятнистым рисунком. Жильные, в том числе силлообразные тела, отвечающие по составу латитам, микродолеритам, были в свое время детально описаны в наших прежних работах [2–4]. Как правило, габброиды имеют массивную однородную текстуру и характеризуются структурами от крупно- до мелкозернистых. Микроструктура чаще офитовая, либо пойкилоофитовая, но иногда в долеритах отмечается порфировидная. Минеральный состав: лабрадор (ан. 55-65), андезин (ан. 30-50) до 50 %, а в лейкократовых разностях до 60–65 %, диопсид-авгит (до 35 %), базальтическая роговая обманка до 5 %, редко микроклин (до 1 %). В единичных знаках присутствует биотит? до 5 %, но иногда его количество достигает 10–25 %. Судя по составу, мас. %: SiO_2 – 41,35-41-99; TiO_2 – 5,55-5,74; Al_2O_3 – 12,96-13,53; Cr_2O_3 – 0,01-0,09; FeO – 10,03-11,24; MnO – 0,08; MgO – 17,87-18,37; K_2O – 8,82-10,44, слюда соответствует флогопиту. В лейкократовых разностях клинопироксен имеет следующий состав, мас. %: SiO_2 – 50,57-57,09; TiO_2 – 0,87-1,95; Al_2O_3 – 0,19-3,52; Cr_2O_3– 0,03-0,73; FeO – 6,1-13,17; MnO – 0,17-0,23; MgO – 12,27-16,1; CaO – 20,92-23,59, отвечают диопсиду. В жильных латитах установлен субкальциевый ферроавгит, мас. %: SiO_2 – 50,01; TiO_2 – 1,22; Al_2O_3 – 4,93; FeO – 24,01; MnO – 0,84; MgO – 8,47; CaO – 10,12 [4]. Из вторичных минералов

Таблица 1. Химический состав пород Юнтинской интрузии, мас. %
Table 1. Chemical composition of rocks of the Yuntinskaya intrusion, wt.%

Оксиды	Номера анализов								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	48,73	48,54	57,16	47,85	51,94	54,5	58,51	55,55	46,59
TiO_2	1,51	1,39	0,86	1,71	1,24	1,11	0,98	1,12	1,45
Al_2O_3	17,08	17,25	16,8	16,26	18,93	17,06	17,69	20,38	16,23
Fe_2O_3	1,34	1,57	4,93	1,04	2,68	3,88	2,59	2,06	2,79
FeO	5,57	4,87	1,98	6,34	5,25	4,46	5,22	2,42	9,41
MnO	0,15	0,13	0,11	0,24	0,54	0,14	0,15	0,16	0,21
CaO	8,54	11,01	2,72	6,22	7,98	3,26	3,26	2,92	5,87
MgO	9,34	6,47	2,34	11,61	2,46	1,56	1,65	1,46	9,79
Na_2O	3,84	3,5	7,99	3,83	4,49	11,2	9,72	8,15	2,64
K_2O	0,85	1,55	3,14	0,98	3,75	1,48	0,05	5,04	2,12
P_2O_5	0,18	0,25	0,24	0,43	0,41	0,39	0,37	0,64	0,3
$S_{общ}$	0,09	0,05	0,04	0,04	0,08	0,12	0,21	–	–
CO_2	< 0,1	0,09	–	< 0,1	–	< 0,1	< 0,1	–	–
ППП	3,04	3,2	1,05	3,45	0,59	1,16	0,85	–	3,31
Сумма	100,36	99,87	99,36	100,1	100,34	100,32	100,15	100,05	100,71
Количество проб	3	5	1	4	1	1	1	1	1

Примечание: 1 – габбро умеренно щелочное меланократовое; 2 – габбро умеренно щелочное лейкократовое; 3 – латит [3]; 4 – магнезиальный трахидолерит [3]; 5 – габбро умеренно щелочное биотитовое; 6, 7 – мариуполит; 8 – мариуполит, грабен Осло [11]; 9 – трахидолерит; анализ выполнен в лабораториях УГГУ и ИГГ УрО РАН.

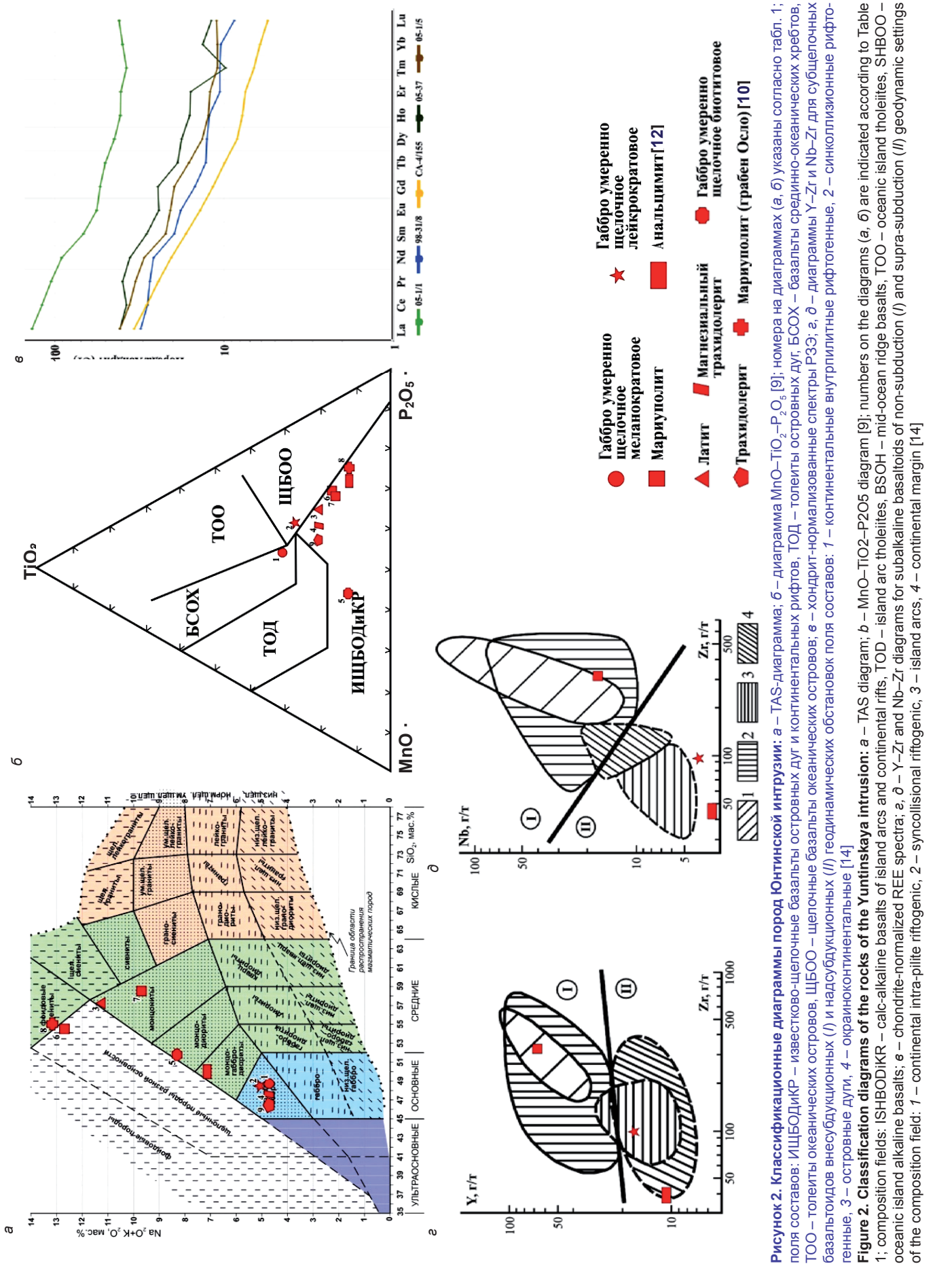

Рисунок 2. Классификационные диаграммы пород Юнтинской интрузии: *а* – TAS-диаграмма; *б* – диаграмма MnO–TiO$_2$–P$_2$O$_5$ [9]; номера на диаграммах (*а*, *б*) указаны согласно табл. 1; поля составов: ИЩБОДиКР – известково-щелочные базальты островных дуг и континентальных рифтов, ТОД – толеиты островных дуг, БСОХ – базальты срединно-океанических хребтов, ТОО – толеиты океанических островов, ЩБОО – щелочные базальты океанических островов; *в* – хондрит-нормализованные спектры РЗЭ; *г*, *д* – диаграммы Y–Zr и Nb–Zr для субщелочных базальтоидов внесубдукционных (*I*) и надсубдукционных (*II*) геодинамических обстановок поля составов: *1* – континентальные внутриплитные рифтогенные, *2* – синколлизионные рифтогенные, *3* – островные дуги, *4* – окраинноконтинентальные [14]

Figure 2. Classification diagrams of the rocks of the Yuntinskaya intrusion: *a* – TAS diagram; *b* – MnO–TiO2–P2O5 diagram [9]; numbers on the diagrams (*a*, *б*) are indicated according to Table 1; composition fields: ISHBODIKR – calc-alkaline basalts of island arcs and continental rifts, TOD – island arc tholeiites, BSOH – mid-ocean ridge basalts, TOO – oceanic island tholeiites, SHBOO – oceanic island alkaline basalts; *в* – chondrite-normalized REE spectra; *г*, *д* – Y–Zr and Nb–Zr diagrams for subalkaline basaltoids of non-subduction (*I*) and supra-subduction (*II*) geodynamic settings of the composition field: *1* – continental intra-pilite riftogenic, *2* – syncollisional riftogenic, *3* – island arcs, *4* – continental margin [14]

Таблица 2. Содержание микроэлементов, г/т
Table 2. Microelement content, ppm

Элементы	Пробы					Элементы	Пробы				
	0,5-1/1	98-31/8	05-1/5	05-37	СА-4/155		0,5-1/1	98-31/8	05-1/5	05-37	СА-4/155
Li	7,02	Н/о	11,0	50	2,84	La	32,99	7,56	10	10	8,27
Be	2,32	0,724	0,43	0,6	0,43	Ce	75,34	18,02	23	24	18,15
P	1286,12	Н/о	Н/оп	Н/оп	1250,7	Pr	10,03	2,63	3,2	3,8	2,35
Sc	17,91	22,49	18	23	21,67	Nd	42,84	12,3	14	17	9,67
Ti	7042	5866,6	8000	5000	2438,3	Sm	10,39	3,02	3,4	4,4	2,57
V	51,73	177,01	160	170	758,96	Eu	3,25	1,04	1,2	1,4	0,8
Cr	5,77	436,3	170	210	40,19	Gd	10,94	3,03	4	5	2,36
Mn	1103,74	1126,13	1300	1400	926,31	Tb	1,87	0,48	0,6	0,7	0,37
Co	10,2	57,7	58	36	20,52	Dy	11,2	3,19	3,4	4,5	2,12
Ni	4,83	381,7	220	110	11,77	Ho	2,31	0,69	0,7	0,9	0,44
Cu	14,39	34,26	80	70	27,82	Er	6,71	1,75	2,0	2,6	1,24
Zn	81,05	77,96	90	70	31,47	Tm	0,96	0,27	0,28	0,35	0,17
Ga	23	14,01	17	15	13,48	Yb	6,51	1,72	1,8	2,2	1,01
Ge	0,82	Н/о	1,2	0,136	5,28	Lu	1,055	0,27	0,28	0,3	0,14
As	0,41	Н/о	0,77	1,7	0,16	Hf	7,02	2,13	1,8	1,6	0,73
Se	0,37	Н/о	0,53	0,41	Н/о	Ta	0,7	0,28	0,19	0,009	0,1
Rb	15,16	9,05	10	19	19,03	W	0,6	0,17	0,5	0,027	0,16
Sr	303,22	307,9	270	40	166,23	Re	0,005	Н/о	Н/о	Н/о	0,004
Y	69,3	20,39	19	20	12,9	Hq	0,014	Н/о	Н/о	Н/о	0,02
Nb	15,84	3,75	2,7	0,6	1,08	Tl	0,09	0,13	0,1	0,28	0,06
Mo	1,48	0,36	0,6	0,9	0,28	Pb	8,917	2,66	2,4	1,8	4,56
Ag	0,95	Н/о	0,084	0,076	0,02	Bi	0,01	0,01	< 0,005	< 0,0005	0,01
Cd	0,4	Н/о	0,14	0,12	0,06	Th	4,67	0,76	0,8	1,2	1
Sn	3,0	Н/о	0,7	< 0,003	0,57	U	1,22	0,27	0,27	0,32	0,37
Sb	0,12	Н/о	0,17	0,25	0,02	Au	0,09	Н/оп	Н/оп	Н/оп	Н/оп
Te	< 0,01	Н/о	< 0,01	< 0,01	0,03	Pd	1,66	Н/оп	Н/оп	Н/оп	Н/оп
Cs	0,12	1,87	4,3	0,7	0,41	Pt	0,053	Н/оп	Н/оп	Н/оп	Н/оп
Ba	230,91	116,24	160	150	472,9	Zr	318,52	96,93	75	59	22,31

Примечание: 0,5-1/1 – мариуполит; 98-31/8 – габбро умеренно щелочное меланократовое; 05-1/5 – габбро умеренно щелочное лейкократовое; 05-37 – трахидолерит; СА-4/155 – анальцимит [12]; н/оп – элемент не определялся; н/о – элемент не обнаружен; анализы выполнены в ИГГ УрО РАН (ICP MS).

отмечаются: серпентин, хлорит, тальк, эпидот, серицит, карбонат, пренит. Акцессорные минералы представлены титаномагнетитом, ильменитом, гранатом (пироп – альмандин), апатитом (до 1 %), титанитом и пиритом.

По содержанию кремнезема и суммы щелочей (рис. 2) ведущие разновидности пород Юнтинской интрузии относятся к умеренно щелочным габброидам (монцогаббро), характеризуясь повышенными содержаниями щелочей, закисного железа, магнезии и отчасти глинозема, особенно в лейкократовых разностях (табл. 1). Соотношение петрогенных оксидов на диаграмме Муллена [9] говорит о близости рассматриваемых пород к базальтам СОХ, толеитам и щелочным базальтам океанических островов и континентальных рифтов, о чем свидетельствует положение фигуративных точек на диаграммах, образующих компактный ореол в области сопряжения перечисленных полей (рис. 2). Концентрация иттрия, ниобия и циркония в рассматриваемых породах отвечает составам, сформированным в надсубдукционных геодинамических обстановках на глубинах более 20 км (судя по соотношению в них рубидия и стронция). Для этих пород характерно довольно значительное преобладание легких лантаноидов (рис. 2, *в*) над тяжелыми, во многом сопоставимыми с их содержаниями в анальцимите ахтыльского комплекса Приполярного Урала. Характерно общее повышенное содержание редких элементов. Установлены также надклярковые концентрации Cu, Ni, Ce, Hf, определяющих геохимическую специализацию магматитов (табл. 2). Как отмечалось ранее, эти породы по большинству петрохимических показателей аналогичны габбро-мариуполито-

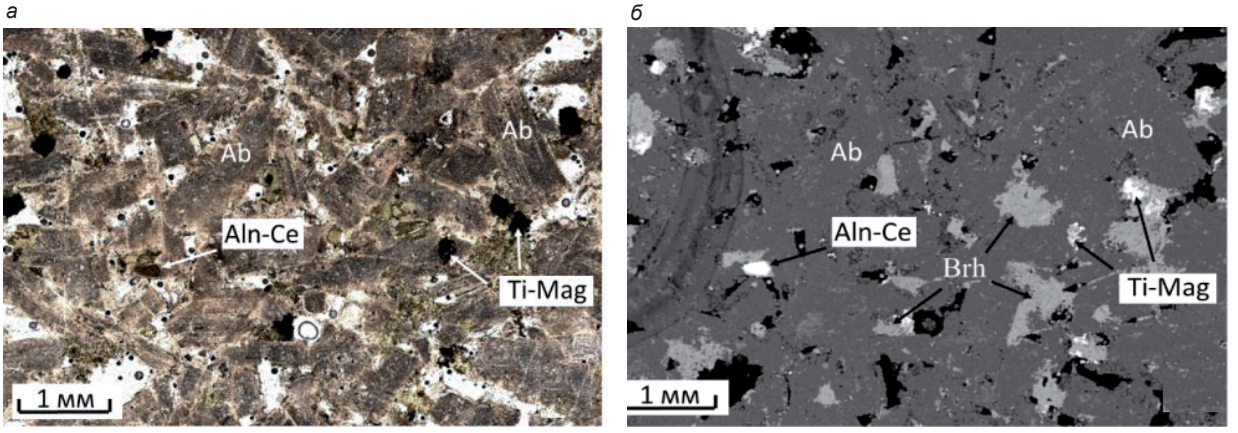

Рисунок 3. Внешний вид одного и того же участка мариуполита при исследовании разными методами полированного шлифа: *а* – в проходящем свете николи II; *б* – BSE-изображение
Figure 3. Appearance of the same section of mariupolite when studying a polished section using different methods: *а* – in transmitted light of Nicol II; *б* – BSE image

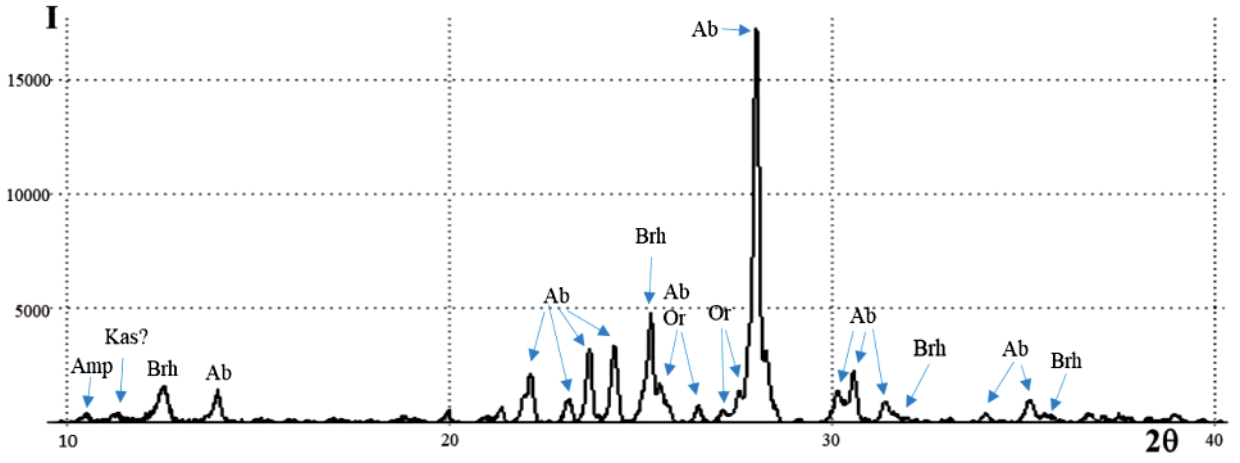

Рисунок 4. Дифрактограмма мариуполита, проба 05-1/1-2: Ab – альбит, Or – ортоклаз, Brh – бертьерин, Amp – амфибол, Kas (?) – кассит
Figure 4. Diffraction pattern of mariupolite, sample 05-1/1-2: Ab – albite, Or – orthoclase, Brh – berthierine, Amp – amphibole, Kas (?) – kassite

вой ассоциации пермской щелочной провинции грабена Осло [10, 11, 13].

Исследованиями последних лет были впервые изучены жилообразные лейкократовые небольшие (1–5 м) тела мариуполитов и латитов, обнажающиеся в борту карьера и трассирующие субмеридиональное тектоническое нарушение (рис. 1). Это породы розового цвета мелкозернистой структуры и гипидиоморфнозернистой микроструктуры, интрудирующие меланогаббро. Они состоят (на 80–90 %) из альбита, магнезиального биотита (до 5 %), ортоклаза (санидина – 10–20 %), кварца (3 %), арфведсонита (~5 %), следов эпидота и хлорита. В протолочках установлены: магнетит, карбонаты, ильменит, мартит, апатит, пумпеллиит, муассонит, ставролит (окатанный), пирит, рутил, циркон (лиловый окатанный), лейкоксен, галенит, титанит, корунд. Описываемые образцы представлены розовым мелкозернистым агрегатом пластинчатых кристаллов и полисинтетических двойников альбита, в которых размещены рудный и серовато-зеленый, местами желтоватый, слюдоподобный минералы (рис. 3).

Розовый цвет альбиту придают включения тонкорассеянного гематита (?), присутствующие в некоторых случаях только в краевой зоне кристалла. Интерстиции между кристаллами альбита были заполнены минералами, которые в настоящее время растворены (цеолиты?) и на стенках полостей выросли белые призматические кристаллики и отложился белый рыхлый материал. В некоторых полостях на стенках нарастал бесцветный стекловидный минерал, имеющий раковистый излом. Таким образом, в породе сформировалась вторичная пористость.

Для уточнения состава породы был проведен рентгеновский фазовый анализ (рис. 4). В результате было установлено, что основные минералы, слагающие породу, представлены альбитом – 73,7 %, ортоклазом – 16,6 %, бертьерином – 7,4 %, амфиболом – 2,3 % и касситом (?). Определение последнего минерала находится под вопросом, так как диагностика проведена по одному отражению. Оптическое изучение породы в проходящем свете под поляризационным микроскопом XPL-2 показало присутствие в основной ткани в разной степени идио-

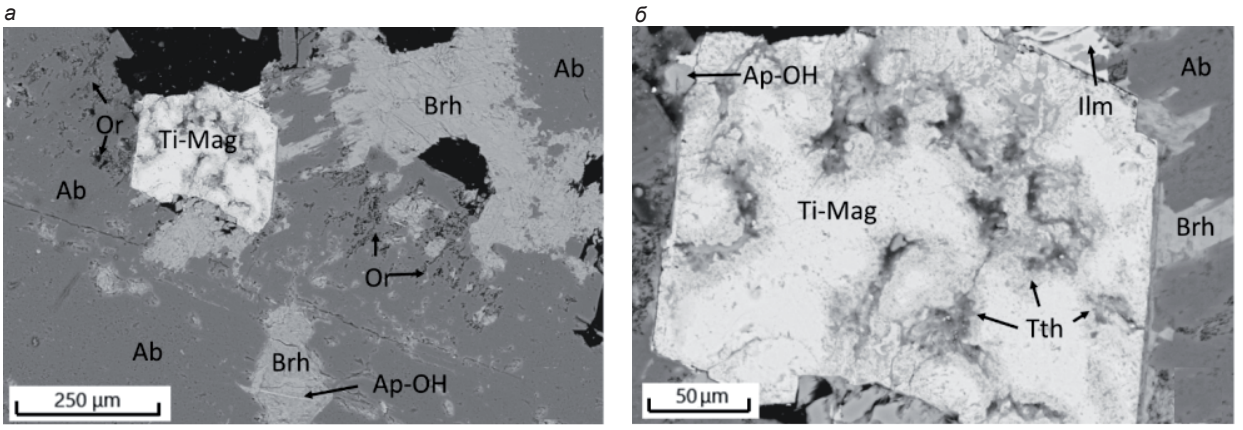

Рисунок 5. Строение мариуполита: *а* – альбит (Ab) серый с включениями бертьерина (Brh) с иголочками гидроксилапатита (Ap-OH) и кристаллом титаномагнетита (Ti-Mag), мелкими зернами ортоклаза (Or), черным цветом показаны поры; *б* – замещение по трещинам разрыва титаномагнетита титанитом (Tth) и срастанием с пластинками ильменита (Ilm). BSE-изображение

Figure 5. Mariupolite structure: *а* – albite (Ab) grey with inclusions of berthierine (Brh) with needles of hydroxyapatite (Ap-OH) and a crystal of titanomagnetite (Ti-Mag), small grains of orthoclase (Or), pores are shown in black; *б* – replacement of titanomagnetite by titanite (Tth) along fractures and intergrowth with ilmenite plates (Ilm). BSE image

Таблица 3. Химический состав альбита и олигоклаза, мас. %
Table 3. Chemical composition of albite and oligoclase, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	1	2	3*	4	5	6	7*	8*
Na_2O	10,59	11,03	10,98	11,08	11,04	9,59	8,87	10,63
K_2O	0,48	–	–	–	–	1,63	2,91	0,83
CaO	0,69	0,47	0,44	0,8	–	–	0,48	1,05
Al_2O_3	20,15	21,28	20,34	20,49	20,06	20,07	19,4	20,17
SiO_2	68,09	67,22	67,6	67,63	68,9	68,71	67,89	66,78
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Эмпирические формулы альбита								
1 – $(Na_{0,90}Ca_{0,03}K_{0,03})_{0,96}[Al_{1,05}Si_{2,,96}O_8]$								
2 – $(Na_{0,94}Ca_{0,02})_{0,96}[Al_{1,10}Si_{2,93}O_8]$								
3 – $(Na_{0,93}Ca_{0,02})_{0,95}[Al_{1,05}Si_{2,95}O_8]$								
4 – $(Na_{0,94}Ca_{0,04})_{0,98}[Al_{1,05}Si_{2,96}O_8]$								
5 – $Na_{0,93}[Al_{1,03}Si_{3,00}O_8]$								
6 – $(Na_{0,81}K_{0,09})_{0,90}[Al_{1,03}Si_{3,00}O_8]$								
7 – $(Na_{0,76}K_{0,16}Ca_{0,02})_{0,94}[Al_{1,01}Si_{2,99}O_8]$								
8 – $(Na_{0,91}Ca_{0,05}K_{0,04})_{1,00}[Al_{1,05}Si_{2,94}O_8]$								

Примечание: здесь и далее содержание компонента находится ниже уровня обнаружения чувствительности прибора; *3 – Fe_2O_3 – 0,64 %, 7 – Fe_2O_3 – 0,45 %, 8 – Fe_2O_3 – 0,54 %.

морфных кристаллов альбита, имеющих розовато-грязно-серую окраску. Форма зерен альбита лейстовидная, в редких случаях встречены квадратные сечения. Среди темноцветных минералов дополнительно выявлены призматические зерна пироксена, а также игольчатые кристаллы апатита и циркона.

Кристаллы альбита содержат внутреннюю преобладающую зону, которая обычно представлена простыми и полисинтетическими двойниками. В них расположены мелкие и пылевидные включения других минералов. В более тонкой внешней кайме двойникование отсутствует. Некоторые более крупные кристаллы альбита обладают секториальным строением. Мелкие интерстиции между кристаллами альбита заполнены кварцем. Он также присутствует в виде отдельных уплощенных индивидов на поверхности более крупных открытых пор.

В результате изучения химического состава в мариуполите выявлен следующий набор минералов: альбит и единичные зерна плагиоклазов другого состава, калиевые полевые шпаты, бертьерин, амфибол. В качестве акцессорных минералов в породе присутствуют пироксен, мелилит, титанит, алланит-(Ce), эпидот, апатит, циркон, титаномагнетит, ильменит, рутил, кварц, монацит-(Ce) с примесью чералитового минала.

На электронно-микроскопических снимках альбит представляет основную массу или матрицу породы, в которой располагаются все остальные минералы и вторичные поры (рис. 5). Калиевый полевой шпат приурочен к ослабленным зонам в альбите, образовавшемся в результате выноса вещества полостей. При этом возникают изометричные зерна микронного размера, обычно в виде скоплений, приуроченных к зонам проницаемости. Зер-

Таблица 4. Химический состав средних и основных плагиоклазов и ортоклаза, мас. %
Table 4. Chemical composition of intermediate and basic plagioclases and orthoclase, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	9	10	11	12	13	14	15*	16
Na_2O	5,98	5,47	1,84	8,21	2,45	1,57	–	–
K_2O	0,41	0,27	–	–	14,42	14,91	16,63	17,18
CaO	9,79	10,93	18,17	6,59	–	–	–	–
Al_2O_3	21,14	22,03	23,62	23,07	18,53	18,29	19,24	18,5
Fe_2O_3	5,51	5,44	1,69	2,06	0,36	–	–	–
SiO_2	57,17	55,86	54,68	60,07	64,23	65,23	64,13	64,32
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Эмпирические формулы плагиоклазов и ортоклаза								
9 – $(Na_{0,53}Ca_{0,48}K_{0,02})_{1,03}[(Al_{1,14}Fe_{0,19}Si_{2,62})_{3,95}O_8]$								
10 – $(Na_{0,49}Ca_{0,54}K_{0,01})_{1,04}[(Al_{1,19}Fe_{0,19}Si_{2,57})_{3,95}O_8]$								
11 – $(Ca_{0,89}Na_{0,17})_{1,17}[(Al_{1,28}Fe_{0,06}Si_{2,51})_{3,85}O_8]$								
12 – $(Na_{0,71}Ca_{0,32})_{1,03}[(Al_{1,22}Fe_{0,07}Si_{2,70})_{3,99}O_8]$								
13 – $(K_{0,85}Na_{0,22})_{1,07}[Al_{1,01}Si_{2,97}O_8]$								
14 – $(K_{0,88}Na_{0,14})_{1,02}[Al_{0,99}Si_{3,00}O_8]$								
15 – $(K_{0,98}Ba_{0,01})_{0,99}[Al_{1,05}Si_{2,96}O_8]$								
16 – $K_{1,02}[Al_{1,01}Si_{2,99}O_8]$								

Примечание: *15 – BaO – 0,67 %.

на плагиоклаза основного состава, несколько напоминающие мирмекиты, рассеяны в центральных частях лейст альбита. Размеры их не более 2–3 мкм.

В химическом отношении состав альбита непостоянен и испытывает вариации (табл. 3). Наряду с собственно альбитом встречены и другие представители ряда плагиоклазов за исключением анортита (табл. 4). Изоморфизм наблюдается в ряду *альбит–калиевый полевой шпат*, содержание калиевого минала достигает 0,16 формульной единицы (ф. ед.). Сам альбит в редких случаях бывает абсолютно чистым, чаще он содержит анортитовый минал или встречается совместно с калиевошпатовым компонентом.

В средних и основных плагиоклазах с увеличением основности понижаются содержания калия и железа. В микроклине в некоторых случаях присутствует примесь натрия, в то время как примесь анортитового компонента полностью отсутствует. В единичном случае в нем установлены примеси окисного железа 0,36 мас. % и BaO – 0,66 мас. %.

Таким образом, даже без учета структурного состояния среди присутствующих полевых шпатов получен широкий набор представителей. Наряду с альбитом и олигоклазом встречаются и более основные плагиоклазы. В ряду щелочных полевых шпатов встречены практически чистые ортоклаз (санидин) и представители, содержащие значительные примеси натрового минала, натровый санидин.

Бертьерин – следующий по распространенности минерал после полевых шпатов. Он образует пластинчатые выделения темно-зеленого цвета. Последние часто вытянуты и срастаются либо ими обрастает целый ряд минералов (рис. 6). В некоторых выделениях бертьерин срастается с пироксеном или амфиболом, в других – с минералом группы мелилита. Им также обрастают кристаллы титаномагнетита и ильменита, и иногда он содержит последний в виде отдельных включений. В отдельных случаях его выделения соединяют полости выщелачивания между собой и контактируют с включениями апатита, циркона или консервируют их, срастаясь с зональными кристаллами алланита-(Ce). Концентрация этих выделений, их размеры и разнообразная форма меняются на разных участках породы. В большинстве случаев они тяготеют к пустотам выщелачивания или ими обрастают кристаллы титаномагнетита.

Наиболее крупные обособления бертьерина достигают в длину 1,0–1,5 мм, в поперечном сечении 0,1–0,2 мм. Крупные срастания обычно состоят из нескольких по-разному ориентированных участков.

В химическом составе бертьерина обнаружены следующие элементы, мас. %: CaO – 0,30-1,08/0,63, MgO – 8,57-14,24/10,23, MnO – 0,46-0,96/0,72, FeO – 35,61-43,28/39,88, Al_2O_3 – 15,66-17,93/16,62, SiO_2 – 30,82-35,19/32,26, сумма 100,00 (табл. 5). Как видно из приведенных результатов, состав бертьерина испытывает существенные колебания как видообразующих, так и примесных элементов. Типоморфной особенностью данного минерала является практически постоянная примесь марганца, что характерно для некоторых гидротермальных бертьеринов [15].

Химический состав бертьерина был пересчитан на эмпирическую формулу на 7 атомов кислорода, показал хорошее совпадение с его стехиометрической формулой, что, по-видимому, характерно для гидротермальных представителей.

Бертьерин, как правило, широко представлен в железистых осадочных породах разного возраста, встречен в корах выветривания и при гидротермальном изменении различных пород [15].

Амфибол обычно приурочен к краевым частям выделений бертьерина и обладает слабой контрастностью на электронно-микроскопических снимках относительно бертьерина. Отдельные зерна амфибола достигают 0,2–0,3 мм в длину и 0,05–0,08 мм в поперечнике (рис. 6, *б*). Химический состав представлен следующими элементами, в мас. %: Na_2O – 0,94-2,34/1,98; K_2O – 0,48-0,77/0,64;

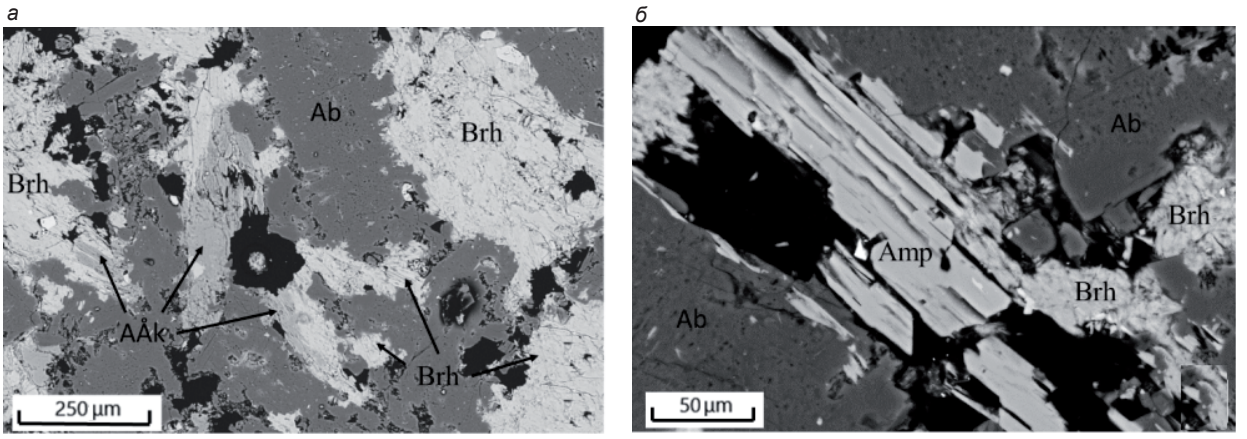

Рисунок 6. Форма выделений бертьерина с сопутствующими минералами: *а* – моновыделения бертьерина (Brh) и в срастании с алюмоокерманитом (AÅk), *б* – призматическое зерно амфибола (Amp) с продольной спайностью в полости среди альбита с гидроксилапатитом. BSE-изображение

Figure 6. Form of berthierine segregations with associated minerals: *a* – monosegregations of berthierine (Brh) and intergrown with alumoakermanite (AÅk), *б* – prismatic grain of amphibole (Amp) with longitudinal cleavage in a cavity among albite with hydroxylapatite. BSE image

Таблица 5. Химический состав бертьерина, мас. %
Table 5. Chemical composition of berthierine, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	17	18	19	20	21	22	23	24
CaO	0,30	–	0,42	1,08	1	–	–	0,36
MgO	9,70	8,57	10,03	10,99	10,40	8,73	14,24	9,16
MnO	0,69	0,87	0,72	–	0,46	0,56	0,76	0,96
FeO	40,74	43,28	40,89	37,31	35,02	43,9	35,61	42,26
Al_2O_3	17,61	16,30	15,66	16,69	17,93	15,69	16,62	16,44
SiO_2	30,96	30,98	32,28	33,93	35,19	31,12	32,77	30,82
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Эмпирические формулы бертьерина								
17 – $(Fe_{1,67}Mg_{0,71}Al_{0,54}Mn_{0,03}Ca_{0,02})_{2,97}[(Si_{1,52}Al_{0,48})_{2,00}O_5](OH)_4$								
18 – $(Fe_{1,80}Mg_{0,64}Al_{0,50}Mn_{0,04})_{2,98}[(Si_{1,52}Al_{0,48})_{2,00}O_5](OH)_4$								
19 – $(Fe_{1,68}Mg_{0,74}Al_{0,50}Mn_{0,03}Ca_{0,02})_{2,97}[(Si_{1,59}Al_{0,41})_{2,00}O_5](OH)_4$								
20 – $(Fe_{1,49}Mg_{0,79}Al_{0,56}Ca_{0,05})_{2,89}[(Si_{1,62}Al_{0,38})_{2,00}O_5](OH)_4$								
21 – $(Fe_{1,38}Mg_{0,73}Al_{0,66}Ca_{0,05}Mn_{0,02})_{2,84}[(Si_{1,66}Al_{0,34})_{2,00}O_5](OH)_4$								
22 – $(Fe_{1,83}Mg_{0,65}Al_{0,47}Mn_{0,02})_{2,98}[(Si_{1,55}Al_{0,45})_{2,00}O_5](OH)_4$								
23 – $(Fe_{1,42}Mg_{1,01}Al_{0,50}Mn_{0,03})_{2,98}[(Si_{1,57}Al_{0,43})_{2,00}O_5](OH)_4$								
24 – $(Fe_{1,76}Mg_{0,68}Al_{0,49}Ca_{0,02}Mn_{0,04})_{2,99}[(Si_{1,53}Al_{0,47})_{2,00}O_5](OH)_4$								

CaO – 9,56-11,27/10,37; MgO – 7,42-11,19/10,20; MnO – 0,45-0,80/0,72; FeO – 11,5-16,83/13,69; Al_2O_3 – 3,98-5,39/4,43; Fe_2O_3 – 8,60-9,90/9,17; SiO_2 – 46,76-48,56/47,58; TiO_2 – 0,47-1,13/0,91; Cl – 0,29-0,38/0,33; сумма 100,00. Окисное железо и вода рассчитаны по стехиометрии. Химический состав амфибола был пересчитан на эмпирическую формулу на 23 атома кислорода. Эмпирическая формула имеет вид $(Na_{0,67}K_{0,14})_{0,81}(Ca_{1,66})_{1,75}(Mg_{2,37}Fe_{1,41}Mn_{0,09})_{3,87}Fe^{+3}_{1,00}[(Si_{6,87}Al_{0,93}Ti_{0,11}Fe_{0,09})_{8,00}O_{22}](OH_{1,92}Cl_{0,08})_2$, а идеализированная – $NaCa_{1,5}(MgFe)_4Fe^{+3}[AlSi_7O_{22}](OH)_2$. Согласно действующей классификации надгруппы амфиболов 2012 г., она наиболее близка к промежуточному калий-хлорсодержащему амфиболу изоморфного ряда ферри-катофорит-магнезио-ферри-горнблend [16].

Пироксен представлен короткопризматическими зернами, которыми обрастают стенки отдельных пустот выщелачивания в мариуполите. Он также встречен в виде единичного зерна в полости магнетита. Обычно пироксен встречается в виде раздробленных зерен в краевых частях выделений бертьерина.

В химическом составе пироксена установлены следующие компоненты, в мас. %: CaO – 20,02-22,57/21,24, MgO – 9,54-15,21/11,36, FeO – 8,71-16,73/14,62, SiO_2 – 49,36-52,66/51,13, сумма 100,00. В отдельных анализах встречены примеси MnO до 0,85, Al_2O_3 до 1,92, TiO_2 – 3,73 мас. %, связанные с механическими примесями окружающих минералов. Химический состав пироксена при пересчете на эмпирическую формулу на 6 атомов кислорода имеет вид $(Ca_{0,89-0,93}Mg_{0,50-0,65}Fe_{0,48-0,52})_{1,96-2,00}[Si_{1,97-2,02}O_6]$. Это позволяет отнести пироксен к среднему члену диопсид-геденбергитового ряда с небольшой примесью клиноэнстатитового минала.

Наряду с этим в мариуполите присутствует минерал группы мелилита, который в виде удлиненных зерен кон-

Таблица 6. Химический состав минерала группы мелилита, мас. %
Table 6. Chemical composition of the melilite group mineral, wt. %

Оксиды	Номера анализов							
	25	26	27	28	29	30	31	32
CaO	29,55	28,99	28,46	26,73	28,31	28,67	27,73	28,69
FeO	5,68	6.44	6,34	6,40	6,31	5,07	5,16	5,28
Al_2O_3	20,76	20,18	20,46	22,57	20,6	21,24	21,95	21,61
SiO_2	44,01	44,39	44,74	44,3	44,78	45,02	45,16	44,42
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Эмпирические формулы алюмоокерманита								
25 – $Ca_{1,38}(Al_{0,97}Fe_{0,21})_{1,18}[(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}O_7]$								
26 – $Ca_{1,35}(Al_{0,96}Fe_{0,23})_{1,21}[(Si_{1,93}Al_{0,07})_{2,00}O_7]$								
27 – $Ca_{1,32}(Al_{0,99}Fe_{0,23})_{1,22}[(Si_{1,94}Al_{0,06})_{2,00}O_7]$								
28 – $Ca_{1,23}(Al_{1,05}Fe_{0,23})_{1,28}[(Si_{1,91}Al_{0,09})_{2,00}O_7]$								
29 – $Ca_{1,31}(Al_{0,99}Fe_{0,23})_{1,22}[(Si_{1,94}Al_{0,06})_{2,00}O_7]$								
30 – $Ca_{1,33}(Al_{1,02}Fe_{0,18})_{1,20}[(Si_{1,94}Al_{0,06})_{2,00}O_7]$								
31 – $Ca_{1,28}(Al_{1,05}Fe_{0,18})_{1,23}[(Si_{1,94}Al_{0,06})_{2,00}O_7]$								
32 – $Ca_{1,33}(Al_{1,02}Fe_{0,19})_{1,21}[(Si_{1,92}Al_{0,08})_{2,00}O_7]$								

тактирует на отдельных участках с подобными выделениями бертьерина (рис. 6, *а*). Его размер в длину составляет 0,06–0,45 мм, в поперечнике – 0,05–0,11 мм.

В табл. 6 приведен химический состав минерала группы мелилита. Средний химический состав минерала, мас. %: CaO – 28,39, FeO – 5,84, Al_2O_3 – 21,17, SiO_2 – 44,60, сумма 100,00. После расчета эмпирических формул на семь атомов кислорода идеализированная формула минерала имеет вид $Ca_{2-x}Al_{1+y}[Si_2O_7]_2$, в то время как формула окерманита $Ca_2Mg[Si_2O_7]$, а геленита $Ca_2Al[SiAlO_7]$.

В 2009 г. в группе мелилита был открыт новый минерал алюмоокерманит – $(Ca, Na)_2(Al, Mg, Fe^{2+})(Si_2O_7)$. Этот минерал установлен в продуктах действующего вулкана Олдоиньо-Ленгаив в северной Танзании, лава которого имеет карбонатно-щелочной состав [17]. Этому минералу, по-видимому, отвечает и наш представитель группы, несмотря на отсутствие в нем натрия и магния. Алюмоокерманит также был встречен в плавленых породах пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия [18].

Следующий минерал, встреченный в породе, представлен титанитом, который зафиксирован в виде продукта замещения в кристаллах титаномагнетита. Представлен двухсторонними корочками, состоящими из призматических индивидов, которыми обрастают трещины разрыва в кристаллах, приуроченных к вторичным пустотам (рис. 6, *б*).

В составе титанита определены следующие химические элементы, мас. %: CaO – 25,77-29,15/27,61; Al_2O_3 – 5,04-7,00/6,20; Fe_2O_3 – 3,09-10,81/6,86; SiO_2 – 28,03-31,51/29,82; TiO_2 – 28,58-29,93/29,30; сумма 100,00. В единичной пробе была зафиксирована примесь V_2O_3 – 0,82 мас. %. Пересчет среднего состава, приведенного к 100 % на эмпирическую формулу на 5 атомов кислорода, дает следующий результат: $Ca_{0,97}(Ti_{0,73}Al_{0,22}Fe_{0,17})_{1,12}[(Si_{0,98}Al_{0,02})_{1,00}O_4]O$. Специфической особенностью титанита является повышенная концентрация глинозема и окисного железа, что характерно для разновидности – гротита.

В виде единичных зональных по составу кристаллов в мариуполите встречаются минералы группы эпидота. Кристаллы имеют призматическую форму и размеры в длину 0,12–0,31 мм, поперек удлинения – 0,08–0,18 мм (рис. 7, *а*). Кристаллы минералов этой группы прорастают кристаллы альбита или располагаются в щелевидных полостях между ними.

Изучение химического состава зональных кристаллов минерала показало, что центральная зона представлена алланитом-(Ce) и сложена следующими компонентами, в мас. %: CaO – 9,90-10,56/10,27; FeO – 11,67-13,86/12,91; Al_2O_3 – 11,42-12,49/11,99; Fe_2O_3 – 5,90-7,68/6,53; La_2O_3 – 6,49-7,92/7,20; Ce_2O_3 – 13,04-15,39/14,16; Nd_2O_3 – 3,72-4,15/3,94; SiO_2 – 30,42-31,90/31,16; TiO_2 – 2,14-2,42/2,27; H_2O – 1,53-1,56/1,55; сумма 100,00. Пересчет состава на эмпирическую формулу был выполнен на 13 атомов кислорода.

Окисное железо и вода в составе минерала были рассчитаны из стехиометрических соотношений. Формула имеет вид: $Ca_{1,03}(Ce_{0,47}La_{0,23}Nd_{0,13})_{0,83}Fe_{1,13}(Al_{1,38}Fe^{+3}_{0,46}Ti_{0,18})_{2,02}[(Si_{2,98}Al_{0,02})_{3,00}O_{12}]O(OH)$. Промежуточная зона в кристалле сложена цериевым эпидотом. Содержание Ce_2O_3 в нем варьирует от 4,60 до 8,25, составляя в среднем 5,69 мас. %. Внешняя зона кристалла соответствует практически чистому эпидоту с небольшим избытком алюминия и кремния относительно нормативного состава.

В виде тонких пластинчатых кристаллов на поверхности каверн встречается кварц. Состав его стерильно чист или осложнен механическими примесями оксида железа.

В породе относительно много мелких призматических кристаллов циркона (рис. 7, *б*), которые на отдельных участках мариуполита образуют пылевидную вкрапленность в выделениях альбита или бертьерина вблизи от полостей выщелачивания. Размер их по удлинению менее 0,1 мм. Состав циркона во многих случаях близок к идеализированному, но иногда содержит примесь HfO_2 в количестве от 1,52 до 1,76 мас. %. Достаточно часто в цирконе встречается примесь Fe_2O_3 в количестве 0,56–2,86 мас. %, которая коррелируется с содержанием ZrO_2.

В мариуполите довольно часто присутствуют включения игольчатых кристаллов апатита, размером в длину до 100–275 мкм, в поперечнике 3–5 мкм, иногда до 20–30

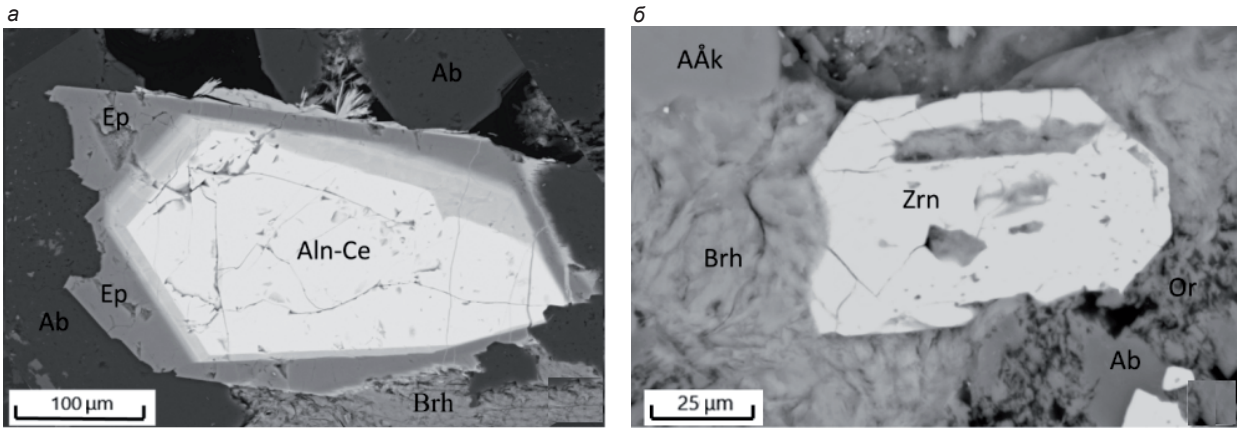

Рисунок 7. Кристаллы редкоземельных акцессорных минералов: *а* – зональный кристалл алланита-(Ce) (Aln-Ce) – белая зона в центре, серая краевая зона – эпидот (Ep); *б* – короткопризматический кристалл циркона (Zrn) в бертьерине. BSE-изображение
Figure 7. Crystals of rare earth accessory minerals: *a* – zoned crystal of allanite-(Ce) (Aln-Ce) – white zone in the center, gray edge zone – epidote (Ep); *б* – short-prismatic crystal of zircon (Zrn) in berthierine. BSE image

мкм. Очень часто они тяготеют к выделениям бертьерина, реже они образуют рассеянную вкрапленность в альбите.

Изучение химического состава апатита показало наличие в нем небольшого количества хлора 0,38–0,59 мас. %. Это показывает, что минерал представлен хлорсодержащим гидроксилапатитом. Примеси других элементов связаны с механическими включениями породообразующих минералов.

В единичном случае в породе был обнаружен находящийся в альбите кристалл монацита с трапециевидным сечением размером 3,5 мкм по нижнему основанию и 1,7 мкм по высоте.

В химическом составе минерала присутствуют следующие элементы, в мас. %: Na_2O – 7,34; CaO – 2,01; Al_2O_3 – 12,91; La_2O_3 – 3,82; Ce_2O_3 – 8,04; Nd_2O_3 – 4,25; SiO_2 – 39,91; ThO_2 – 12,36; P_2O_5 – 13,71; сумма 100. Полученные данные свидетельствуют о том, что в связи с мелкими размерами при анализе, вероятно, был захвачен альбит. Исключив альбит, получаем изоморфную смесь монацита-(Ce) с чералитом–$CaTh(PO_4)_2$ приблизительно в равных соотношениях. Эмпирическая формула монацита-(Ce), отвечающая данному соотношению редкоземельных элементов, имеет вид $(Ce_{0.50}Nd_{0.26}La_{0.24})_{1.00}(PO_4)$.

Вместе с тем в строении породы участвуют рудные минералы, представленные идиоморфными кристаллами титаномагнетита в срастании с ильменитом и иголочками рутила. На свежем сколе иногда присутствуют идиоморфные кристаллы первого, представленные в огранении двумя простыми формами – октаэдром и ромбододекаэдром. В плоском сечении кристаллы титаномагнетита обычно имеют изометричную форму, реже они слегка вытянуты (рис. 5). Размеры их редко превышают 0,5 мм. В большинстве случаев они образуют включения в альбите, нередко приурочены к краевым участкам полостей выщелачивания. В ряде случаев в обрамлении вместе с альбитом находится бертьерин. Основная масса кристаллов титаномагнетита испытывает замещение титанитом, как в трещинах разрыва, присутствующих в нем, так и в остальном объеме кристалла. Последнее протекает по октаэдрическим плоскостям отдельности в кристалле и имеет вид прямоугольной сетки, где в первую очередь происходит замещение ильменита, а затем постепенно замещается магнетит.

В химическом составе титаномагнетита установлены следующие элементы, мас. %: FeO – 30,37-32,45/31,03; MnO – 1,27-2,44/1,91; Fe_2O_3 – 49,74-53,06/51,06; TiO_2 – 14,45-17,45/16,32; сумма 100,00. Соотношение между закисным и окисным железом определено по стехиометрии. Средний состав минерала был пересчитан на эмпирическую формулу $(FeO_{0,94}Mn_{0,06})_{1,00}(Fe_{1,40}Ti_{0,45})_{1,85}O_4$. Остальные примеси, встреченные в титаномагнетите, связаны с механическими включениями окружающих силикатов или с замещением его титанитом.

В срастании с титаномагнетитом нередко отмечается ильменит, иногда в виде таблитчатых кристаллов, образуя ориентированные срастания с кристаллами титаномагнетита. Размер кристаллов ильменита составляет 0,25–0,35 мм в поперечнике таблички, а ее толщина составляет 0,06–0,08 мм. Ильменит обладает отдельностью в плоскости третьего пинакоида. В нем также присутствует замещение ильменита титанитом и развитие по отдельности рутила. Наряду с развитием в ильмените в ассоциации с титаномагнетитом он встречается и в виде редких иголок в амфиболе.

В химическом составе ильменита основным примесным элементом служит марганец. Содержание его не превышает 4,59 мас. % MnO, что составляет около 10 ат. %. В химизме рутила основной примесью является Fe_2O_3, содержание которого менее 1,00 мас. %.

Обсуждение результатов

В составе Юнтинской интрузии изучено небольшое (5 × 72 м) тело мариуполитов, которое приурочено к одной из оперяющих тектонических структур субмеридионального (Байдарацко-Салехардская зона) направления (рис. 1). Оно несколько дискордантно к простиранию вмещающих умеренно щелочных габброидов и интрудирует последние, формируя контрастную мариуполит-монцонитовую ассоциацию. Подобные взаимоотношения в пределах Юнтинской интрузии свидетельствует, по-видимому, и о несколько разновременном (разноэтапном) их станов-

лении. Это подтверждается и изотопно-геохимическими исследованиями. Так, изучение возраста лейкократовых умеренно щелочных габброидов K–Ar методом показали значения 295 ± 12 млн лет, а уран-свинцовое датирование мариуполитов – 289 ± 2 млн лет [1, 3, 4] соответственно. В целом Юнтинская интрузия приурочена к узлу пересечения крупных тектонических линеаментов Харбейско-Харутской северо-восточной и Байдарацко-Салехардской субмеридиональной зон, которые, по-видимому, являются структурами периферической области (краевого шва) Уральского орогена, относящимися к элементам резонансного [19] рифтогенеза функционировавшего Сибирского суперплюма [20].

Данная порода преимущественно состоит из альбита, санидина и темноцветов и широкой гаммы акцессорных минералов. Она характеризуется весьма значительной концентрацией щелочей, особенно натрия, невысоким содержанием оксида титана при преобладании закисного железа над окисным (табл. 1). Последнее можно соотносить с относительно глубинными условиями ее образования. Анализ петро-геохимических диаграмм (рис. 2) подтверждает, что фигуративные точки мариуполита располагаются в полях континентальных и внутриплитных рифтогенных обстановок и имеют относительно высокую концентрацию редкоземельных элементов (REE + Y – 285,69 г/т) при обогащении легкими лантаноидами (La/Yb – 5,06). Такая же тенденция отмечается для вмещающих умеренно щелочных габброидов (монцогаббро), только при значительно более низкой сумме редкоземельных элементов 76,31 г/т (рис. 2, *в*). Соотношение рубидия и стронция свидетельствует о формировании вмещающих умеренно щелочных габброидов и мариуполитов на глубинах около 20 ± 30 км. По петрохимическим параметрам и соотношениям оксидов данные породы близки к пермским мариуполитам грабена Осло [4, 11] и отчасти корреспондируются с анальцимитами ахтыльского комплекса Приполярного Урала (табл. 1).

В результате детального изучения минерального состава мариуполита можно утверждать, что на раннемагматическом этапе в породе кристаллизовались идиоморфные кристаллы акцессорных минералов: хлорсодержащего гидроксилапатита, алланита-(Ce), монацита-(Ce) с чералитовым миналом; титаномагнетита, темноцветные минералы были представлены предположительно фаялитом (реликтов минерала не обнаружено) и пироксеном диопсид-геденбергитового состава с примесью энстатитового минала. Алюмоокерманит впервые установлен в экструзивном аналоге фельдшпатоидных сиенитов с карбонатитами вулкана Танзании. Представители ряда окерманит–геленит – типичные минералы щелочных ультраосновных и основных пород. В мариуполитах их содержание невелико, и они, по-видимому, образовались близко или одновременно с фаялитом.

Натровый полевой шпат кристаллизуется в сиените в виде альбита только при температурах ниже 700 °C. При высоких температурах он превращается в олигоклаз или анортоклаз. По экспериментальным данным в связи с высокой вязкостью альбитового расплава в нем всегда присутствует вода [20]. В результате автометаморфизма существующие растворы способствовали гидролизу фаялита с привносом глинозема и привели к замещению его бертьерином с выносом части железа в виде пылевидного гематита, образовавшегося из-за высокой фугитивности кислорода в остаточном растворе-расплаве. Это способствовало изменению цвета альбита. На заключительном этапе формирования породы в интерстициях между кристаллами альбита отмечались фельдшпатоиды (или карбонаты, цеолиты?). В это же время происходило образование амфибола в виде катофорита.

На постмагматическом этапе существующие растворы оказались достаточно агрессивными и растворили неустойчивые фельдшпатоиды (или карбонаты, цеолиты?), сформировав в породе вторичную пористость. Эти растворы привели к образованию вторичных полевых шпатов: пылевидных зерен ортоклаза в альбите в виде тонкой каймы вокруг пустот выщелачивания, а также плагиоклазов разного состава в виде мирмекитовых врастков в альбите. Этому способствовала высокая пористость пород. Широкое проявление автометасоматических преобразований мариуполита вызвало изменение его окраски и усложнило состав присутствующих в нем полевых шпатов. Поздние процессы привели к замещению кристаллов титаномагнетита по трещинам и в объеме титанитом, обогащенным глиноземом и окисным железом. Самым последним минералом выделился кварц, заполнивший отдельные мелкие поры и в виде уплощенных кристаллов нарастающий на стенки более крупных пустот.

Потенциальная минерагения мариуполита, как и в целом Юнтинской интрузии мариуполит-монцогаббровой ассоциации, определяется, вероятно, ее геохимической редкометаллльно-редкоземельной и отчасти платинометаллльной (Pd – 1,66 г/т) специализацией. Не исключено, что щелочно-базитовый магматизм поздней перми–раннего триаса ответственен за проявление цеолитовой минерализации, установленной на севере Щучьинского мегаблока [1, 3].

Заключение

Впервые в центральной части Щучьинской синформы Полярноуральского сегмента Уральский аккреционно-складчатой системы выявлено и изучено небольшое тело мариуполита, интрудирующее вмещающие умеренно щелочные габброиды Юнтинской интрузии. Последняя контролируется системой региональных, субмеридиональных северо-восточных тектонических нарушений, фиксирующих область сопряжения Уральского орогена и Западно-Сибирской плиты. Процессы пермо-триасового резонансного рифтогенеза имеют определенную связь данных структур с геодинамическими процессами растяжения в пределах основания Западно-Сибирской молодой платформы, вызванными функционированием Сибирского суперплюма [21].

Порода состоит из альбита, ортоклаза (санидина), бертьерина, амфибола (катофорит), диопсид-геденбергита, мелелита (алюмоокерманита), титанита (гротит), алланита-(Ce), циркона, апатита (гидроксилапатит), монацита-(Ce) с чералитовым миналом, титаномагнетита, ильменита, рутила, кварца. После образования порода в результате автометаморфизма испытала преобразования, связанные с изменением и усложнением ее минерального состава и, как следствие, цвета. Кроме того, в шлифах и

протолочках отмечаются кварц, арфведсонит, магнезиальный биотит, мартит, муассонит, ставролит, пирит, лейкоксен, галенит, корунд.

В целом как мариуполиты, так и вмещающие их умеренно щелочные габброиды по своим петрохимическим параметрам отвечают составам глубинных щелочных и умеренно щелочных пород, сформированных в субконтинентальной обстановке пермо-триасового рифтогенеза. Они характеризуются низким содержанием титана, повышенной глиноземистостью и щелочностью натриевого типа, высокими концентрациями редкоземельных элементов, циркония, церия, тория (при Th/U отношении 3,8), а также палладия – 1,66 г/т.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов В. Н., Бабушкин Л. А. Лаборовский рудный узел и его нетрадиционный для Урала комплекс полезных ископаемых // Труды III Полярно-Урал. науч.-практ. конф. Салехард, 2007. С. 198–223.
2. Душин В. А. Геологическое строение и магматизм Щучьинского мегаблока (Полярный Урал) // Известия УГГУ. 2020. Вып. 4(60). С. 35–56. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-4-35-56
3. Душин В. А., Сердюкова О. П., Малюгин А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Изд. второе. Сер. Полярно-Уральская. Лист Q-42-I, II (Лаборовая): объяснит. записка. СПб: Изд-во СПб карт. фабрики ВСЕГЕИ: 2009. 372 с.
4. Попова О. М. Петрография мезозойского магматизма Полярного Урала // Известия УГГУ. 2000. Вып. 10. Сер. Геология и геофизика. С. 28–32.
5. Шадрин А. Н., Соболев И. Д. Результаты геохронологических исследований магматических пород Сибилейской площади (Восточный склон Полярного Урала) // Горные ведомости. 2017. № 2 (150). С. 54–69.
6. Минерагенический потенциал недр России. Вып. 2. Уральская покровно-складчатая область. Т. 1. Полярный и Северный Урал / ред. А. Ф. Морозов. М.: Геокарт-Геос, 2013. 484 с.
7. Берлянд Н. Г. Глубинное строение литосферы Урала. СПб: ВСЕГЕИ, 2007. 256 с.
8. Душин В. А., Чурсин А. В. Магматизм и глубинное строение Полярного Урала // Петрография на рубеже XXI века. Итоги и перспектива. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. IV. С. 54–55.
9. Mullen E. D. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1983. Vol. 62. Issue 1. P. 53–62. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5
10. Dons J. A. The Oslo paleorift: A review and guide to excursions. Trondheim: Geological Survey of Norway (Norges geologiske undersøkelse), 1978. No. 337. 199 p.
11. Магматические горные породы. Т. 3. Основные породы. М.: Наука, 1985. 488 с.
12. Душин В. А., Суставов С. Г., Ковальчук Н. Н., Власов И. А., Трутнев А. К. Ахтыльский комплекс анальцимитов Северо-Сосьвинской структурно-формационной зоны (Северный Урал) // Известия УГГУ. 2025. Вып. 1 (77). С. 53–69. https://doi.org/10.21440/2307-2091-2025-1-53-69
13. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Изд. 2-е, перераб. и доп. / отв. ред. Л. И. Шарпенок. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.
14. Бочкарев В. В., Язева Р. Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 2000, 256 с.
15. Русинова О. В., Русинов В. Л., Тронева Н. В. Состав и некоторые особенности структуры и условия образования околорудных и рудных хлоритов и бартьеритов // Метасоматизм, минералогия и вопросы генезиса золотых и серебряных месторождений. М.: Наука, 1986. С. 5–40.
16. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Marlin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. Nomenclature of the amphibole Supergroup // American Mineralogist. 2012. Vol. 97. No. 11-12. P. 2031–2048. https://doi.org/10.2138/am.2012.4276
17. Wiedenmann D., Zaitsev A. N., Britvin S. N., Krivovichev S. V., Keller J. Alumoåkermanite, $(Ca, Na)_2(Al, Mg, Fe^{2+})(Si_2O_7)$, a new mineral from the active carbonatite-nephelinite-phonolite volcano Oldoinyo Lengai, northern Tanzania // Mineralogical Magazine. 2009. Vol. 73. Issue 3. P. 373–384. https://doi.org/10.1180/minmag.2009.073.3.373
18. Савина Е. А., Перетяжко И. С., Хромова Е. А., Глушкова В. Е. Плавленые породы (клинкеры и паралавы) пирометаморфического комплекса Хамарин-Хурал-Хид, Восточная Монголия: минералогия, геохимия, процессы образования // Петрология. 2020. Т. 28. № 5. С. 482–510. https://doi.org/10.31857/S0869590320050052; https://www.elibrary.ru/xerrhf
19. Нечеухин В. М., Душин В. А., Оловянишников В. Г. Геодинамическая карта Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии масштаба 1 : 2 500 000 / отв. ред. В. А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2009. 158 с.
20. Боруцкий Б. Е. Полевые шпаты // Минералы: справочник. Т. 5. Каркасные силикаты. Вып. 1. Силикаты с разорванным каркасами, полевые шпаты / гл. ред. Г. Б. Бокий, Б. Е. Боруцкий; отв. ред. Н. Н. Мозгова, М. Н. Соколова. 2003. С. 113–161, 167–284.
21. Добрецов Н. Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 220–223.

Статья поступила в редакцию 22 мая 2025 года

UDC 552.3:553.5 http://doi.org/10.21440/2307-2091-2025-3-33-48

Some features of the composition of alkaline magmatites of the Yunta intrusion of the Shchuchinsky megablock (Polar Urals)

Vladimir Aleksandrovich DUSHIN[1*]
Sergey Gennad'evich SUSTAVOV[1**]
Igor' Aleksandrovich VLASOV[1***]
Elena Nikolaevna VOLCHEK[2****]

[1]Ural State Mining University, Ekaterinburg, Russia
[2]The Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch of RAS, Ekaterinburg, Russia

Abstract

The object of the research. The article describes a small body of alkaline rocks of medium composition localized in the temperate alkaline gabbroids of the Yunta complex within the central part of the Shchuchinsk megablock of the Polar Urals.

The purpose of the work is to study the geology, mineralogical and geochemical composition and mineralization of peculiar high-sodium magmatites, first identified in the region, which appeared in the Permian-Triassic stage of development of the Ural North.

Methodology and research methods. The article is based on the results of our own research with generalization and reinterpretation of the results of the study of magmatism, including research materials on the problem of "Studying plume magmatism and minerageny of intraplate geodynamic environments of the Ural North" (G-18), Treaty No. 35-07/TPI/3 (59-202-07) and the program "Priority 2030", which are supplemented by the study of morphology, internal structure, and chemical composition of rocks in the Central Library of the Federal State Budgetary Educational Institution of Higher Education "UGSU" and the Shared Use Center "Geoanalytik" Institute of Geology and Geochemistry of Ural of the Russian Academy of Sciences (Ekaterinburg). The article presents the results of studies using a VEGA LMS electron microscope from TESCAN with an Xplore 30 energy dispersion attachment from Oxford Instruments, as well as an XRD 7000 X-ray diffractometer (Shimadzu) and others.

Results. For the first time, relatively rare mariupolit rocks in the Yunta intrusion of moderate alkaline gabbroids have been diagnosed and studied using modern research methods, their mineralogical, petrographic and petrochemical composition has been determined, geological and isotopic data on the age of rocks and the geodynamic environment of their formation have been obtained. Mariupolit is an intrusive rock of hypabyssal facies consisting of albite, diopside and orthoclase (sanidine), arfvedsonite with inclusions of zircon, apatite, titanite and ore mineral. It is shown that the chemical composition of most of the minerals of Mariupolit is characterized by a high content of aluminum, indicating the nonequilibrium conditions of its formation.

Conclusions. The data obtained indicate a probable manifestation of alkaline-sodium magmatism in the post-collisional subcontinental environment of the Permian-Triassic rifting in the area of the junction of the Urals and the West Siberian Platform, as a reflection of the largest Siberian superplume. The postmagmatic hydrothermal activity of the latter leads to the formation of zeolitic and probably rare-earth mineralization.

Keywords: Mariupolit, zeolites, Yunta intrusion, rifting, Siberian superplume, Shchuchinsky megablock, albite, sanidine.

REFERENCES

1. Voronov V. N., Babushkin L. A. 2007, Laborovsky Ore Cluster and Its Unconventional Mineral Complex for the Urals. Proceedings of the III Polar-Ural Scientific-Practical Conference. Salekhard, pp. 198–223. (*In Russ.*)
2. Dushin V. A. 2020, Geological Structure and Magmatism of the Shchuchinsky Megablock (Polar Urals). *Izvestiya Ural'skogo gosudarstvennogo gornogo universiteta* [News of the Ural State Mining University], issue 4 (60), pp. 35–56. (*In Russ.*) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2020-4-35-56
3. Dushin V. A., Serdyukova O. P., Malyugin A. A. [et al.]. 2009, State Geological Map of the Russian Federation. Scale 1:200,000. Second Ed. Series Polar-Ural. Sheet Q-42-I, II (Laboratory): Explanatory note. St. Petersburg, 372 p. (*In Russ.*)
4. Popova O. M. 2000, Petrography of Mesozoic Magmatism of the Polar Urals. *Izvestiya Ural'skogo gosudarstvennogo gornogo universiteta* [News of the Ural State Mining University], issue 10. Geology and Geophysics Series, pp. 28–32. (*In Russ.*)

✉snige@m.ursmu.ru
https://orcid.org/0000-0002-9657-6324
**Sustavov.s@ursmu.ru
***vlasovbkpost@bk.ru
https://orcid.org/0009-0002-1842-8497
****volchek@igg.uran.ru

5. Shadrin A. N., Sobolev I. D. 2017, Results of Geochronological Studies of Igneous Rocks of the Sibileiskaya Area (Eastern Slope of the Polar Urals). *Gornyye Vedomosti* [Mining News], no. 2 (150), pp. 54–69. (*In Russ.*)
6. Morozov A. F. 2013, Mineragenic Potential of the Subsoil of Russia, issue 2. Ural Folded-Nappe Region, vol. 1. Polar and Northern Urals. Moscow, 484 p. (*In Russ.*)
7. Berlyand N. G. 2007, Deep Structure of the Ural Lithosphere. St. Petersburg, 256 p. (*In Russ.*)
8. Dushin V. A., Chursin A. V. 2000, Magmatism and Deep Structure of the Polar Urals. Petrography at the Turn of the 20th Century. Results and Prospects. Syktyvkar, vol. IV, pp. 54–55. (*In Russ.*)
9. Mullen E. D. 1983, $MnO/TiO_2/P_2O_5$: A Minor Element Discriminant for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and Its Implications for Petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 62, issue 1, pp. 53–62. https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90070-5
10. Dons J. A. 1978, The Oslo Paleorift: A Review and Guide to Excursions. Trondheim: Geological Survey of Norway, no. 337, 199 p.
11. 1985, Igneous Rocks, vol. 3. Main Rocks. Moscow, 488 p. (*In Russ.*)
12. Dushin V. A., Sustavov S. G., Kovalchuk N. N., Vlasov I. A., Trutnev A. K. 2025, Akhtylsky Analcimites Complex of the North-sosvinskaya Structural-Formational Zone (Northern Urals). *Izvestiya Ural'skogo Gosudarstvennogo Gornogo Universiteta* [News of the Ural State Mining University], issue 1 (77), pp. 53–69. (*In Russ.*) https://doi.org/10.21440/2307-2091-2025-1-53-69
13. Sharpenok L. I. 2008, Petrographic Code of Russia. Magmatic, Metamorphic, Metasomatic, Impact Formations. 2nd Edition, Revised and Enlarged. St. Petersburg, 200 p. (*In Russ.*)
14. Bochkarev V. V., Yazeva R. G. 2000, Subalkaline Magmatism of the Urals. Ekaterinburg, 256 p. (*In Russ.*)
15. Rusinova O. V., Rusinov V. L., Troneva N. V. 1986, Composition and Some Features of the Structure and Conditions of Formation of Near-Ore and Ore Chlorites and Bartierites. Metasomatism, Mineralogy and Issues of the Genesis of Gold and Silver Deposits. Moscow, pp. 5–40. (*In Russ.*)
16. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Marlin R. F., Schumacher J. C., Welch M. D. 2012, Nomenclature of the Amphibole Supergroup *American Mineralogist*, vol. 97, no. 11-12, pp. 2031–2048. https://doi.org/10.2138/am.2012.4276
17. Wiedenmann D., Zaitsev A. N., Britvin S. N., Krivovichev S. V., Keller J. 2009, Alumoåkermanite, $(Ca, Na)_2(Al, Mg, Fe^{2+})(Si_2O_7)$, A New Mineral From the Active Carbonatite-Nephelinite-Phonolite Volcano Oldoinyo Lengai, Northern Tanzania. *Mineralogical Magazine*, vol. 73, issue 3, pp. 373–384. https://doi.org/10.1180/minmag.2009.073.3.373
18. Savina E. A., Peretyazhko I. S., Khromova E. A., Glushkova V. E. 2020, Melted Rocks (Clinkers and Paralavas) From the Khamaryn–Khural–Khiid Combustion Metamorphic Complex in Eastern Mongolia: Mineralogy, Geochemistry and Genesis. *Petrologiya* [Petrology], vol. 28, no. 5, pp. 482–510. (*In Russ.*) https://doi.org/10.31857/S0869590320050052; https://www.elibrary.ru/xerrhf
19. Necheukhin V. M., Dushin V. A., Olovyanishnikov V. G. 2009, Geodynamic Map of the Ural-Timan-Paleoasian Segment of Eurasia on a Scale of 1:2,500,000. Ekaterinburg, 158 p. (*In Russ.*)
20. Borutskiy B. E. 2003, Feldspars. Minerals: Handbook, vol. 5. Framework Silicates, issue 1. Silicates With Broken Frameworks, Feldspars, pp. 113–161, 167–284. (*In Russ.*)
21. Dobretsov N. L. 1997, Permian-Triassic Magmatism and Sedimentation in Eurasia as a Reflection of a Superplume. *Doklády Akadémii naúk* [Reports of the Academy of Sciences], vol. 354, no. 2, pp. 220–223. (*In Russ.*)

The article was received on May 22, 2025