

ГЕОХИМИЯ АКЦЕССОРНОГО АПАТИТА ИЗ Cu-Ni-СУЛЬФИДОНОСНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВ ХУДОЛАЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА (Южный Урал) КАК ИНДИКАТОР МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

И.Р. Рахимов^{1,2}, И.А. Готтман², В.В. Холоднов², В.С. Червяковский²

¹Институт геологии УФИЦ РАН, 450077, Уфа, ул. К. Маркса, 16/2, Россия

²Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН,
620016, Екатеринбург, ул. Академика Вонсовского, 15, Россия

Приведены результаты минералого-геохимических исследований (оптическая и электронная микроскопия, микрозондовый анализ, ЛА-ИСП-МС) акцессорного апатита из пород четырех рудоносных массивов худолазовского комплекса: Восточный Бускун, Северный Бускун, Малютка и Ташлы-Тау. По особенностям морфологии и химического состава выделены две группы апатитов: 1) «магматогенный» неизменный апатит (Ap-1), развитый в неизменных и слабоизмененных породах; 2) «метасоматизированный» апатит (Ap-2), окруженный вторичными силикатами, заместившими первичные минералы. Ap-1 представлен идиоморфными и субидиоморфными гексагональными кристаллами с относительно высоким содержанием хлора (0.7—1.2 мас. % Cl) и очень низким содержанием серы (<0.05 мас. % SO₃). Он обогащен редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 2.2\text{—}3.0$ мас. %) и обладает ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{—}0.58$), обеднен Co, Ni и халькофильными микроэлементами (Zn, Pb, Bi). Особенности распределения главных и второстепенных элементов в Ap-1 позволили выявить две его генерации в худолазовском комплексе — раннюю и позднюю. Ранняя генерация, отличающаяся относительно пониженным содержанием Ca ($T \geq 1000$ °C, CaO < 54 мас. %), кристаллизовалась близодновременно с Са-плагноклазом (An₈₁₋₆₁). Поздняя генерация, характеризующаяся повышенным содержанием Ca ($T \geq 700$ °C, CaO > 55 мас. %), ассоциирует с Na-плагноклазом (An₂₈₋₈), амфиболом и флогопитом. Ap-2 представлен сильно трещиноватыми зёрнами и отличается низкой концентрацией хлора (0.0n—0.5 мас. % Cl) и повышенной концентрацией серы (0.06—0.93 мас. % SO₃). Содержание фтора в обеих группах апатитов колеблется в одинаковых диапазонах (0.6—1.7 мас. % F), что определяет его относительную инертность при метасоматических процессах. Ap-2 менее обогащен редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 1.1\text{—}2.1$ мас. %) при менее выраженной Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61\text{—}0.77$), но имеет повышенные концентрации Co, Ni и халькофильных микроэлементов. Особенности вариаций петрогенных элементов (Fe, Mg, Na и др.) в Ap-1 и Ap-2 различаются, что связано с воздействием на минерал гидротермального флюида на постмагматической стадии. Показано, что низкое содержание серы в апатите из неизменных пород не является признаком низкого потенциала худолазовского комплекса в отношении сульфидного оруденения. На сульфидную Cu-Ni специализацию комплекса более явно указывает состав метасоматизированного апатита, обогащенного S, Co, Ni и халькофильными элементами в результате их гидротермального выноса из первичных сульфидных минералов. Увеличение значения Eu/Eu^* свидетельствует о росте фугитивности кислорода на постмагматической стадии.

Апатит, ультрамафит-мафиты, Cu-Ni-сульфидные руды, геохимия, расплав, гидротермальный флюид

GEOCHEMISTRY OF ACCESSORY APATITE FROM THE Cu-Ni-SULFIDE-BEARING ULTRAMAFIC-MAFIC ROCKS OF THE KHUDOLAZ COMPLEX (South Urals) AS A MONITOR OF MAGMATIC AND METASOMATIC PROCESSES

I.R. Rakhimov, I.A. Gottman, V.V. Kholodnov, V.S. Chervyakovskiy

We present results of mineralogical and geochemical studies (optical and electron microscopy, probe microanalysis, and LA-ICP-MS) of accessory apatite from the rocks of four ore-bearing massifs of the Khudolaz Complex: Vostochnyi Buskun, Severnyi Buskun, Maljutka, and Tashly-Tau. Two groups of apatite are recognized by morphology and chemical composition: (1) “magmatic” unaltered apatite (Ap-1) in unaltered and slightly altered rocks and (2) “metasomatized” apatite (Ap-2) surrounded by secondary silicates that replaced primary minerals. Ap-1 is represented by euhedral and subhedral hexagonal crystals with a high content of chlorine (0.7–1.2 wt.% Cl) and an extremely low content of sulfur (<0.05 wt.% SO₃). It is enriched in REE ($\Sigma\text{REE} = 2.2\text{—}3.0$ wt.%), shows a pronounced negative Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{—}0.58$), and is depleted in Co, Ni, and chalcophile trace elements (Zn, Pb, and Bi). The distribution of major and trace elements in Ap-1 made it possible to identify its two generations, early and late, in the Khudolaz Complex. The early generation, characterized by a low content of Ca ($T \geq 1000$ °C, CaO < 54 wt.%), crystallized almost simultaneously

with Ca-plagioclase (An₈₁₋₆₁). The late generation, characterized by a high content of Ca ($T \geq 700$ °C, CaO > 55 wt.%), is associated with Na-plagioclase (An₂₈₋₈), amphibole, and phlogopite. Ap-2 is represented by highly cracked grains and is characterized by a low content of chlorine (0.0n–0.5 wt.% Cl) and a high content of sulfur (0.06–0.93 wt.% SO₃). The content of fluorine in both groups of apatite varies in the same range (0.6–1.7 wt.% F), which determines its relative inertness during metasomatic processes. Ap-2 is less enriched in REE ($\Sigma\text{REE} = 1.1\text{--}2.1$ wt.%) and shows a less pronounced Eu anomaly ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61\text{--}0.77$) but has high contents of Co, Ni, and chalcophile trace elements. The Ap-1 and Ap-2 show different variations in contents of major elements (Fe, Mg, Na, etc.), which is due to the impact of hydrothermal fluid on the mineral at the postmagmatic stage. It is shown that the low content of sulfur in apatite from unaltered rocks does not indicate a low sulfide ore potential of the Khudolaz Complex. The Cu–Ni sulfide signature of the complex is more clearly evidenced by the composition of metasomatized apatite enriched in S, Co, Ni, and chalcophile elements as a result of their hydrothermal removal from primary sulfide minerals. The high Eu/Eu* value indicates an increase in oxygen fugacity at the postmagmatic stage.

Apatite, ultramafic–mafic rocks, Cu–Ni–sulfide ores, geochemistry, melt, hydrothermal fluid

ВВЕДЕНИЕ

Апатит ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F-Cl-OH})$) является главным представителем минералов группы апатита. Катион Ca^{2+} в нем может быть замещен многими катионами: Pb^{2+} , REE^{3+} , Sr^{2+} , Ba^{2+} , Mn^{2+} , Zn^{2+} , Cd^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} и др. [Hughes, Rakovan, 2002]. Ортофосфатные группы $(\text{PO}_4)^{3-}$ в апатите могут быть замещены анионами $(\text{SiO}_4)^{4-}$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{AsO}_4)^{3-}$, $(\text{VO}_4)^{3-}$, $(\text{AlO}_4)^{5-}$, $(\text{CrO}_4)^{3-}$ и др. Известны парные замещения $(\text{PO}_4)^{3-}$ на $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{SO}_4)^{2-}$ $(\text{PO}_4)^{3-}$ на $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $(\text{CO}_3)^{2-}$ или $(\text{PO}_4)^{3-}$ на $(\text{SiO}_4)^{4-}$ и $\text{CO}_3\text{OH}^{3-}$ в фосфатных минералах [Hughes, Rakovan, 2002], а также $\text{Ca}^{2+} + \text{P}^{5+}$ на $\text{REE}^{3+} + \text{Si}^{4+}$, Ca^{2+} на $\text{REE}^{3+} + \text{Na}^+$ [Ladenberger et al., 2016]. Анионы F^- , Cl^- , OH^- могут взаимно замещаться, образуя непрерывный изоморфный ряд.

Апатит является сквозным акцессорным минералом во многих типах изверженных пород. Этот минерал стабилен в широком диапазоне физико-химических условий и является концентратором многих высокозарядных элементов, галогенов и серы, что определяет его важную индикаторную роль для реконструкции и оценки условий петро- и рудогенеза (особенно для медно-порфировых и Fe–Ti месторождений) [Boudreau et al., 1986; Ферштатер, 1987; Belousova et al., 2002; Холоднов, Бушляков, 2002; Moore et al., 2003; Холоднов и др., 2010; Cao et al., 2012; Zirner et al., 2015; Pan et al., 2016; Mao et al., 2016; Krneta et al., 2017a, b; Chelle-Michou, Chiaradia, 2017; Azadbakht et al., 2018; Zafar et al., 2019; O’Sullivan et al., 2019; и др.]. Однако для магматических комплексов, специализированных на сульфидное Cu–Ni оруденение, его индикаторная роль не столь однозначна [Генкин и др., 1961; Boudreau et al., 1993; Холоднов и др., 2015; Boudreau, 2019; Барков и др., 2021; и др.]. В настоящее время достаточно хорошо исследованы закономерности распределения Cl и F в акцессорных апатитах из сульфидоносных расслоенных интрузивных комплексов [Boudreau et al., 1993; Sawthorn, 1994; Рябов и др., 2018; Boudreau, 2019; Барков и др., 2021], в частности, отмечено развитие хлорапатита в платиноносных горизонтах Бушвельдского плутона и массива Кивакка [Boudreau, Kruger, 1990; Barkov, Nikiforov, 2016]. Но недостаточно изучены особенности распределения многих примесных элементов в апатитах таких рудно-магматических систем, как, например, Si, Na, Fe, Mg, S, Ni, Cu, REE и др., и поэтому не всегда ясна их индикаторная роль для реконструкции магматических и постмагматических процессов. Кроме того, важно установить закономерности изменения состава апатита в метасоматизированных Cu–Ni сульфидных рудах и вмещающих их породах как индикатора условий их преобразования, что пока также изучено относительно слабо [Warner et al., 1998].

В настоящей работе приведены результаты минералого-геохимических исследований апатита из «свежих» и метасоматизированных пород рудоносных (содержащих вкрапленные Cu–Ni сульфидные руды с платинometалльной (PGE) минерализацией) массивов худолазовского дифференцированного комплекса. Худолазовский комплекс (U–Pb возраст по циркону и бадделеиту 329–325 млн лет) объединяет около 50 самостоятельных мелких интрузий, распространенных на территории более 70 км² [Рахимов, 2017]. Среди них также встречаются безрудные массивы, т. е. не несущие Cu–Ni сульфидного оруденения. Отдельные группы массивов характеризуются сходным минеральным и химическим составом и образуют субмеридиональные пояса (перидотитовый, габбровый, габбро-диоритовый) [Рахимов, 2017]. Такие группы интрузий условно можно соотносить с горизонтами пород в единых крупных расслоенных массивах типа Бушвельд, Скаергаард, Йоко-Довырен и др. В связи с этим для худолазовского комплекса важно определить закономерности составов апатитов из разных массивов, в особенности рудоносных.

Ранее нами были определены содержания Cl, F, S в апатитах из пород различных интрузивных комплексов Западно-Магнитогорской зоны (басаевского, худолазовского, улугуртауского и др.), однако

метасоматические изменения пород и собственно апатитов при этом не учитывались [Холоднов и др., 2015]. Было показано, что среди всех рассмотренных комплексов апатиты худолазовского комплекса обладают наиболее высокими содержаниями хлора и сульфатной серы, что служит важным индикатором специализации комплекса на Cu-Ni сульфидное оруденение.

Цель данной работы — выявить геохимические особенности акцессорного апатита из метасоматизированных ультрамафит-мафитов сульфидоносных интрузий худолазовского комплекса и определить их индикаторную роль для реконструкций условий петро- и рудогенеза. В рамках этой работы изучались апатиты из образцов пород четырех рудоносных массивов: Малютка, Ташлы-Тау, Северный Бускун и Восточный Бускун.

КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ХУДОЛАЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА

Большинство интрузий худолазовского комплекса локализовано внутри Худолазовской синклинали, где они прорывают вулканогенно-осадочные толщи девонского возраста (рис. 1). Наиболее крупные массивы комплекса находятся в осевой зоне синклинали. Подробнее о геологическом строении, особенностях петрологии и оруденения комплекса можно ознакомиться в работах [Салихов, Пшеничный, 1984; Рахимов, 2017; Салихов и др., 2019; Рахимов и др., 2021].

Массивы Малютка и Ташлы-Тау представляют собой штоки, расположенные в западном борту Худолазовской синклинали (см. рис. 1). Они имеют относительно однородное внутреннее строение и сложены плагиоперидотитами и амфибол-оливиновыми габбро. Массивы Северный Бускун и Восточный Бускун представляют собой сравнительно крупные хонолиты, расположенные в осевой части синклинали. В их внутреннем строении выделяются горизонты такситовых габбро, плагиоперидотитов, оливиновых габбро, троктолитов и безоливиновых габбро [Рахимов, 2017]. Породы указанных массивов обычно характеризуются пойкилофитовой структурой, а их основными минералами являются магнезиальный оливин (Fo_{80-90}), плагиоклаз (лабрадор), амфибол (титанистый магнезиогастингсит, паргасит, керсутит и др.) и клинопироксен (высококальциевый авгит). Реже встречаются флогопит (до 5 %) и ортопироксен (до 3 %). Оливин (до 40 об. %) обычно образует изометричные зерна размером 0.2—1.2 мм, плагиоклаз (до 60 об. %) — таблитчатые кристаллы до 3 мм в длину, флогопит (до 7 об. %) — чешуйки до 1 мм, а амфибол (до 50 об. %) и моноклинный пироксен (до 15 об. %) чаще представлены ксеноморфными ойкокристаллами размером до 4 мм и более, сосредоточенными в интерстициях.

Рудные тела, представленные залежами вкрапленных и прожилково-вкрапленных Cu-Ni сульфидных руд (рис. 2, а) с содержанием Cu до 2.3 мас. % и Ni до 1.4 мас. %, локализованы в нижних частях интрузий и приурочены к богатым оливином горизонтам [Рахимов и др., 2021; Rakhimov et al., 2021]. Суммарное содержание PGE в рудах достигает 1 г/т. Разведанные размеры и мощность рудных тел в массивах Восточный Бускун, Малютка и Ташлы-Тау невелики — 0.6—1.8 м толщиной и < 50 м шириной. В массиве Северный Бускун рудная залежь с промышленным содержанием Cu и Ni достигает в длину 400 м, в ширину — 60 м, по мощности — до 22 м. Рудные минералы представлены пирротинном, халькопиритом и пентландитом, образующими совместные глобулярные или интерстиционные сростания с незначительным содержанием других сульфидов и субмикронными включениями минералов палладия и платины [Рахимов и др., 2021].

Большая часть изученных пород преобразована гидротермально-метасоматическими процессами, которые привели к замещению первично-магматических минералов (оливина, плагиоклаза, пироксена, флогопита) вторичными (серпентином, тальком, альбитом, серицитом, амфиболом, хлоритом, эпидотом, пумпеллиитом, глинистыми минералами). По нашим данным, определяющая роль принадлежала автометасоматическим процессам, проявившимся при постепенном переходе системы от позднемагматической стадии к пневматолитово-гидротермальной и гидротермальной [Рахимов, 2021]. Позднее в небольшом объеме были проявлены наложенные процессы, которые могли быть связаны с внедрением долеритовых даек [Рахимов и др., 2021]. В целом на основе изучения минеральных парагенезисов можно выделить раннюю и позднюю гидротермальные стадии, выраженные пропилитовой и аргиллизитовой формациями метасоматоза (по В.А. Жарикову и В.Л. Русинову [Метасоматизм..., 1998]). Пропилизация в той или иной степени затронула каждый из изученных массивов, а аргиллизация, выраженная в образовании сплошных масс глинистых минералов, привела к образованию жил и небольших зон аргиллизитов в средней или верхней частях массивов (Ташлы-Тау, Малютка). Гидротермально-метасоматические процессы значительным образом отразились и на минералого-геохимическом составе сульфидной минерализации, приведя к растворению, замещению первичных сульфидов (пирротин замещен пиритом, пентландит — виоларитом, халькопирит — силикатами) и переотложению (новообразованные пирит, халькопирит и пирротин) с изменением масс-баланса сидерофильных и халькофильных элементов. Было установлено, что размеры первичных сульфидных выделений сократились на 10—36 об. %, а

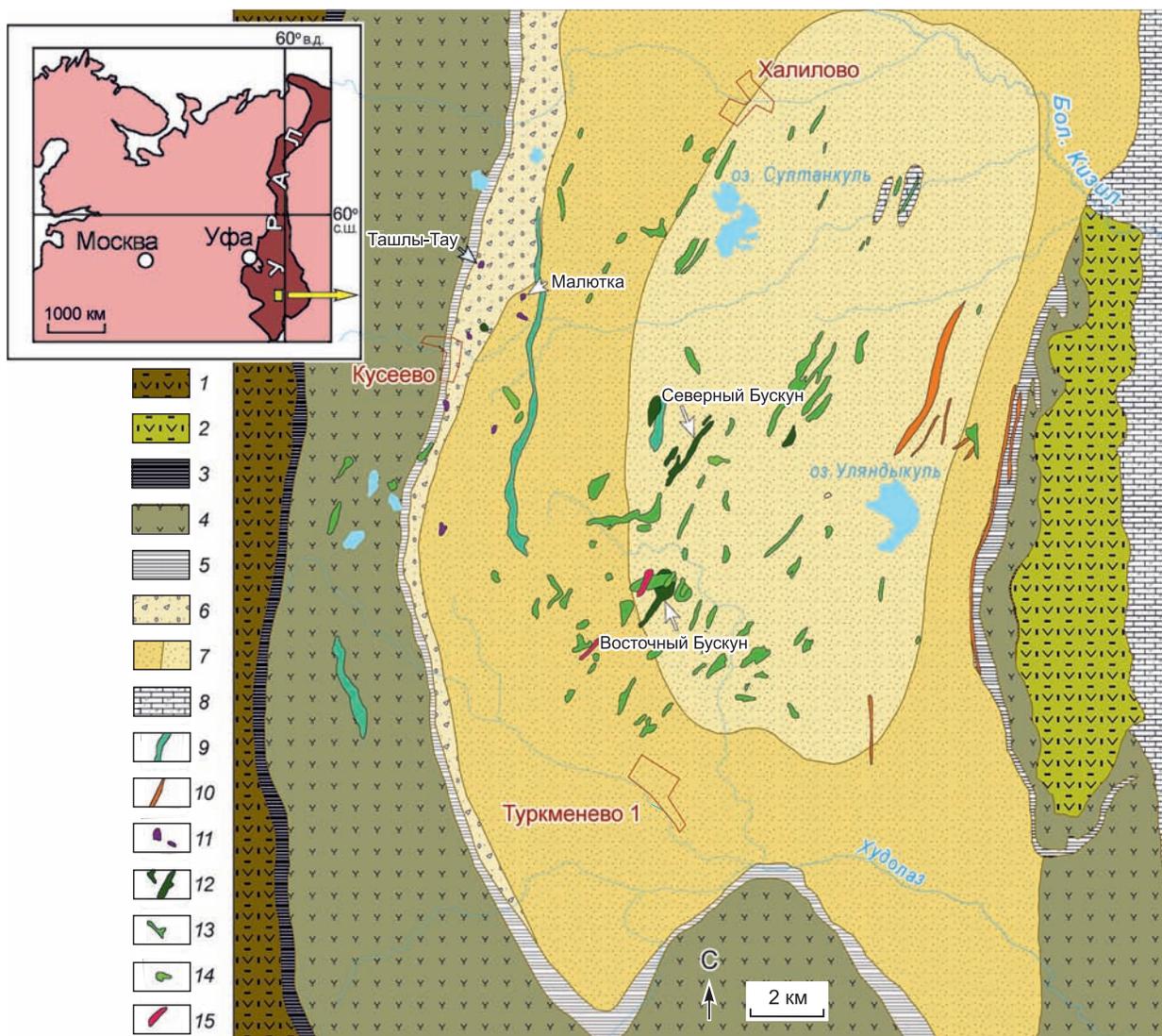


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Худолазовской мульды, по [Rakhimov et al., 2021]:

1–8 — стратифицированные вулканогенно-осадочные отложения: 1 — ирендыкской свиты (D_2ef_1), 2 — карамалыташской свиты (D_2ef_2), 3 — ярлыкаповской свиты (D_2ef_3), 4 — улутауской свиты ($D_{2-3}zv-f$), 5 — мукасовской свиты (D_3f), 6 — биягодинской свиты (D_3f-fm), 7 — нижней подсвиты (D_3fm_{1-2})/верхней подсвиты ($D_3fm_2-C_1t_1$) зилаирской свиты, 8 — березовской свиты (C_1t-v); 9–15 — массивы интрузивных комплексов карбона: 9 — басаевского (долериты), 10 — кизильского (плагиограниты), 11–14 — худолазовского (11 — перидотиты и габброперидотиты, 12 — оливиновые габбро, 13 — безоливиновые габбро, 14 — диориты), 15 — япрактинского (плагиограниты).

из первичных руд происходил вынос S, Cu, Ni, PGE, Te, As, Se с последующим концентрированием этих элементов в новообразованных минералах как внутри, так и за пределами интрузий [Рахимов и др., 2021; Rakhimov et al., 2021].

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение морфологии апатита и особенностей минеральных ассоциаций, включающих апатит, проводилось в тонких полированных пластинах на поляризационном микроскопе Carl Zeiss Axioskop 40 и на растровом электронном микроскопе Tescan Vega 3 LMN в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск (аналитик М.В. Хлестов).

Химический состав апатита был изучен на рентгеновском микроанализаторе CAMECA SX 100 (аналитик И.А. Даниленко) в ЦКП «Геоаналитик» ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург. Анализы были выполнены в режиме: ускоряющее напряжение 15 кВ и сила тока 10 нА при диаметре пучка электронов на образце 1–3 мкм. Для построения калибровочных графиков использованы аттестованные стандартные

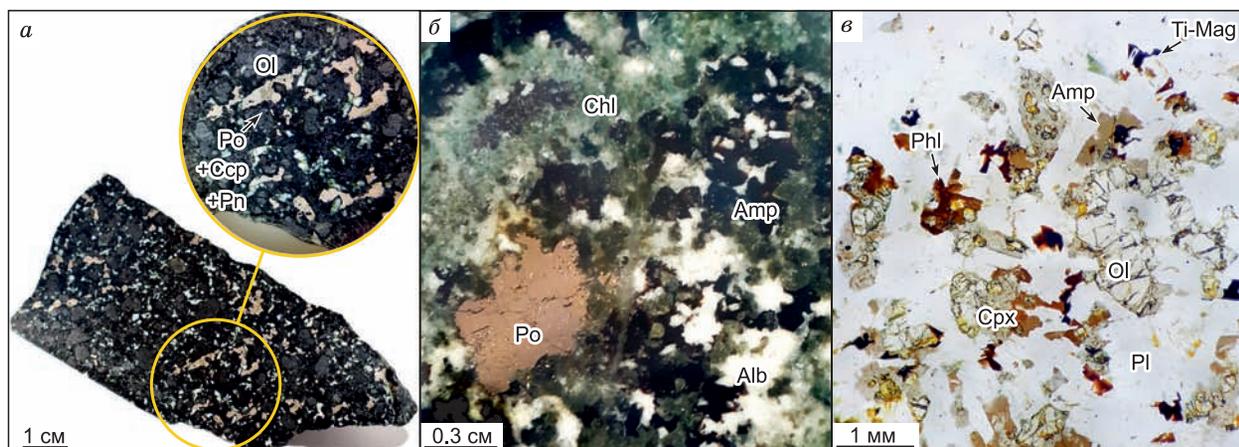


Рис. 2. Микрофотографии образцов пород и руд худолазовского комплекса, в которых изучался апатит:

а — вкрапленная Cu-Ni сульфидная руда (обр. 3485), *б* — интенсивно метасоматизированное габбро с сульфидной вкрапленностью (обр. 3760, аншлиф), *в* — неизменное габбро с убогой сульфидной вкрапленностью (обр. D₄-15, полированная пластинка). Alb — альбит, Amp — амфибол, Csp — халькопирит, Chl — хлорит, Cpx — клинопироксен, Ol — оливин, Phl — флогопит, Pl — плагиоклаз, Pn — пентландит, Po — пирротин, Ti-Mag — титаномagnetит.

образцы: диопсид, жадеит, апатит, родонит, Fe₂O₃, FeS₂, NaCl, SrSO₄. Концентрации микроэлементов в апатите определялись методом ИСП МС на спектрометре Perkin Elmer NexION 300S с приставкой для лазерной абляции ESI NWR213 (ЦКП «Геоаналитик», аналитик В.С. Червяковский). Применялась методика, описанная в работе [Минералы-концентраторы..., 2020]. Обработка результатов проводилась в программе GLITTER V4.4. с использованием внутреннего стандарта CaO, внешний первичный стандарт — стекло NIST SRM 610 (вторичный — стекло NIST SRM 612). Погрешность измерений для большинства элементов варьирует от 0.1 до 2 %.

Химический состав пород определялся рентгенофлуоресцентным, атомно-абсорбционным и ИСП МС методами. Рентгенофлуоресцентный анализ (петрогенные элементы) проводился на спектрометре Carl Zeiss VRA-30 (ИГ УФИЦ РАН, г. Уфа, аналитики С.В. Мичурин и В.Ф. Юлдашбаева), атомно-абсорбционный анализ (Cu, Ni, Co, Zn) — на спектрофотометре Спектр 5-3 (ИГ УФИЦ РАН, аналитик Н.Г. Христофорова), ICP-MS (микроэлементы) выполнялся при помощи масс-спектрометра Perkin Elmer NexION 300S (ЦКП «Геоаналитик», аналитик Д.В. Киселева).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Изученные образцы пород. Апатит встречается во всех разновидностях пород как аксессуарный минерал (≤ 0.5 , редко до 1—2 об. %). Морфологические особенности зерен апатита изучались в ~ 20 образцах ультраосновных и основных пород вышеуказанных массивов. Химический состав апатита исследовался в следующих образцах: D₄-15 — неизменное амфиболсодержащее оливиновое габбро с убогой сульфидной вкрапленностью (массив Восточный Бускун, образец с глубины ~ 2 м из безрудной части) (см. рис. 2, *в*), 1433 и 1435 — слабо и существенно метасоматизированные амфиболовые плагиоперидотиты с сульфидной вкрапленностью (массив Северный Бускун, образцы с глубины ~ 150 и 160 м соответственно из рудной залежи), 3485 — слабометасоматизированный амфиболовый плагиоперидотит с густой сульфидной вкрапленностью (массив Малютка, образец с глубины ~ 25 м из рудной залежи) (см. рис. 2, *а*), 3760 и 3784 — сильно и существенно метасоматизированные амфибол-оливиновые габбро с сульфидной вкрапленностью (массив Ташлы-Тау, образцы с глубины ~ 80 и ~ 90 м соответственно из гидротермально переработанной рудной залежи) (см. рис. 2, *б*). Химические составы пород представлены в табл. 1.

Особенности морфологии и парагенетические ассоциации апатита. В неизменных и малоизмененных породах кристаллы апатита представлены следующими морфологическими типами: 1) идиоморфными длиннопризматическими длиной 0.05—1.00 мм (соотношение длины к ширине (l/w) до 30:1) с четкими гранями (1010) и (0001); 2) идиоморфными дипирамидальными (0.1—1.2 мм, $l/w \sim 10:1$), в которых ясно выражены грани (1010) и (1011); 3) субидиоморфными (0.1—0.5 мм), у которых распознаются грани (1010) или (1011); 4) скелетными, у которых часто выражена хотя бы одна из вершин

Таблица 1. Химический состав апатитсодержащих пород худолозовского комплекса

№ обр.	D ₄ -15	1433	1435	3485	3760	3784
SiO ₂	47.30	41.65	42.78	38.06	42.09	41.88
TiO ₂	1.12	0.59	0.76	0.78	0.43	0.57
Al ₂ O ₃	20.79	13.67	11.54	5.08	14.50	12.19
FeO _{общ.}	9.30	13.79	13.30	18.31	13.60	14.55
MnO	0.12	0.15	0.18	0.23	0.18	0.19
MgO	7.30	13.94	16.87	24.00	13.43	16.71
CaO	9.18	8.60	8.05	3.42	8.21	8.11
Na ₂ O	4.54	1.25	1.30	0.45	2.25	0.50
K ₂ O	0.43	0.26	0.35	0.22	0.19	0.30
P ₂ O ₅	0.22	0.26	0.26	0.26	0.39	0.45
S	<0.01	0.89	0.25	1.78	0.44	0.13
П.п.п.	0.22	3.48	3.67	6.44	3.48	3.83
Сумма	100.51	98.53	99.33	99.02	99.23	99.48
Co	42	82	64	170	85	70
Ni	81	2750	820	5250	700	400
Cu	78	3200	540	4350	700	500
Zn	85	68	78	82	88	90
Rb	9	5	8	5	5	9
Sr	600	300	300	160	400	300
Y	18	11	14	8	9	11
Zr	100	51	65	63	48	50
Nb	3.1	1.9	2.8	1.2	1.9	1.8
Ba	100	31	40	30	50	40
Hf	1.9	0.8	1	1.1	1.1	1.1
Pb	4	2.4	1.5	11	2.3	4
Th	1.9	0.21	0.3	0.24	0.9	0.8
U	0.6	0.072	0.1	0.071	0.3	0.22
La	7	2.7	4	3.1	4	4
Ce	15	7	9	8	9	9
Pr	2	0.9	1.2	1.2	1.2	1.2
Nd	9	4.3	6	6	5	5
Sm	2.2	1.2	1.6	1.4	1.2	1.4
Eu	0.9	0.48	0.6	0.47	0.46	0.5
Gd	2.7	1.5	2	1.5	1.4	1.7
Tb	0.4	0.24	0.3	0.22	0.21	0.26
Dy	2.8	1.6	2.2	1.4	1.3	1.7
Ho	0.6	0.34	0.5	0.28	0.27	0.36
Er	1.7	1	1.4	0.8	0.8	1
Tm	0.23	0.14	0.19	0.12	0.12	0.15
Yb	1.5	0.9	1.2	0.7	0.7	1
Lu	0.24	0.14	0.19	0.11	0.12	0.15

Примечание. D₄-15 — массив Восточный Бускун, 1433 и 1435 — Северный Бускун, 3485 — Малютка, 3760 и 3784 — Ташлы-Тау. Оксиды в мас. %, микроэлементы в г/т.

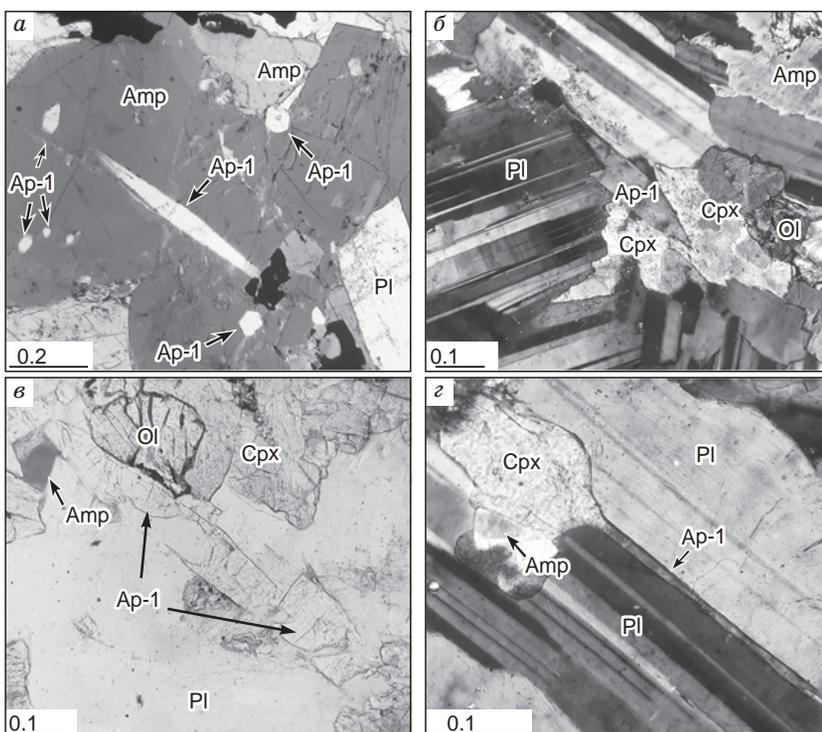
пумпеллита, талька, иллита, реже — в сплошных массах мелкодисперсного хлорита, развитых по плагиоклазу, пироксену, амфиболу. Наиболее часто встречаются ассоциации апатита с хлоритом (пеннин, диабантин, пикнохлорит, $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg) = 0.13—0.37$), образующим чешуйчатые агрегаты, псевдоморфно заместившие флогопит, клинопироксен или амфибол (по краям). Иногда отдельные блоки не-

(0.2—1.0 мм); 5) игольчатыми с нечетким развитием граней (ксеноморфной поверхностью) (0.05—0.3 мм, $l/w > 30:1$). Чаще всего встречается первый тип, реже — третий и четвертый. В богатых водосодержащими силикатами (> 10—20 об. %) породах апатит обычно ассоциирует именно с этими позднемагматическими минералами — амфиболом (чаще всего магнезиогастингситом, $Mg\# = 0.86—0.95$) и флогопитом ($Mg\# = 0.76—0.84$). В редких случаях мелкие кристаллы апатита были обнаружены в краевых частях зерен плагиоклаза, отвечающего альбиту-олигоклазу. В относительно крупных пойкилитовых зернах амфибола апатит образует обильные включения различной ориентировки (рис. 3, а). Флогопит также обычно обрастает кристаллы апатита. В таких ассоциациях с амфиболом и флогопитом апатит обычно представлен хорошо ограненными длиннопризматическими кристаллами. В породах с пониженным содержанием водосодержащих силикатов (< 10 об. %) апатит часто образует несовершенные (субидиоморфные) кристаллы. Они бывают ограничены таблитчатыми зернами плагиоклаза (см. рис. 3, б), в которые иногда врастают отдельные части апатита (см. рис. 3, в), либо наблюдаются игольчатые кристаллы апатита, ориентированные вдоль граней соседних зерен плагиоклаза (см. рис. 3, з). В совокупности этот апатит, развитый в неизменных и малоизмененных породах, был обозначен как Ар-1 (магматический неизменный). Отметим, что в изученных сульфидных рудах, в особенности представленных крупными срастаниями сульфидов (1—3 см и более), не было обнаружено апатита, включенного в сульфидные агрегаты, как это отмечается в других сульфидоносных расслоенных комплексах, например, в Норильских интрузиях и в комплексе Цзиньчунь [Генкин и др., 1961; Liu et al., 2021].

В метасоматизированных (пропилитизированных) породах наблюдаются характерные преобразования морфологии зерен апатита. Выражена интенсивная поперечная трещиноватость кристаллов, края и концы которых нередко бывают резорбированы, в особенности среди кристаллов, внедрившихся из амфибола в метасоматическую матрицу (рис. 4, а, б). Часто кристаллы разбиваются на отдельные блоки, при этом в метасоматической матрице бывает нарушена линейность в цепочке блоков и наблюдаются их изгибы друг относительно друга (см. рис. 4, в, з). Разорванные кристаллы с изгибами обычно встречаются в матрице из

Рис. 3. Примеры соотношений апатита с силикатными минералами в неизменных ультрамафит-мафитах сульфидоносных массивов худолазовского комплекса (проходящий свет):

a — включения апатита в амфиболе, *б* — кристалл апатита между зернами плагиоклаза и клинопироксена, *в* — скелетный кристалл апатита в плагиоклазе, *г* — игольчатый кристалл апатита между зернами плагиоклаза. *a* и *в* — без анализатора, *б* и *г* — с анализатором; Ap — апатит.



когда единого кристалла апатита замещаются вторичными силикатами (альбитом, глинистыми минералами и др.). Также местами отмечаются нарастания на кристаллы апатита вторичного (переотложенного) халькопирита [Рахимов и др., 2021]. Апатит, ассоциирующий с вторичными силикатами и преобразованный в гидротермально-метасоматических условиях, был обозначен как Ap-2 (метасоматизированный), чтобы отличать его от неизмененного Ap-1.

В аргиллизитовых метасоматитах апатит очень редок и часто наблюдается в виде резорбированных реликтовых кристаллов (рис. 5, *a*). В аргиллизированных и карбонатизированных породах массивов Ташлы-Тау и Малютка были обнаружены свидетельства полного замещения апатита различными минеральными фазами. На рисунке 5, *б* представлены полные псевдоморфозы актинолита по апатиту, находившемуся в виде включений в пойкилитовом амфиболе (аналогично примерам на рис. 3, *a* и 4, *б*).

Особенности химического состава апатита. Результаты изучения химического состава показывают определенные различия между выделенными в предыдущем разделе группами апатита. Зависимости между химическим составом и морфологией установлено не было, кристаллы однородны по составу, зональность не выявлена. Составы апатитов обеих групп на диаграмме F—Cl—OH попадают в поле гидроксилapatита (рис. 6). Ap-1 характеризу-

сти между химическим составом и морфологией установлено не было, кристаллы однородны по составу, зональность не выявлена. Составы апатитов обеих групп на диаграмме F—Cl—OH попадают в поле гидроксилapatита (рис. 6). Ap-1 характеризу-

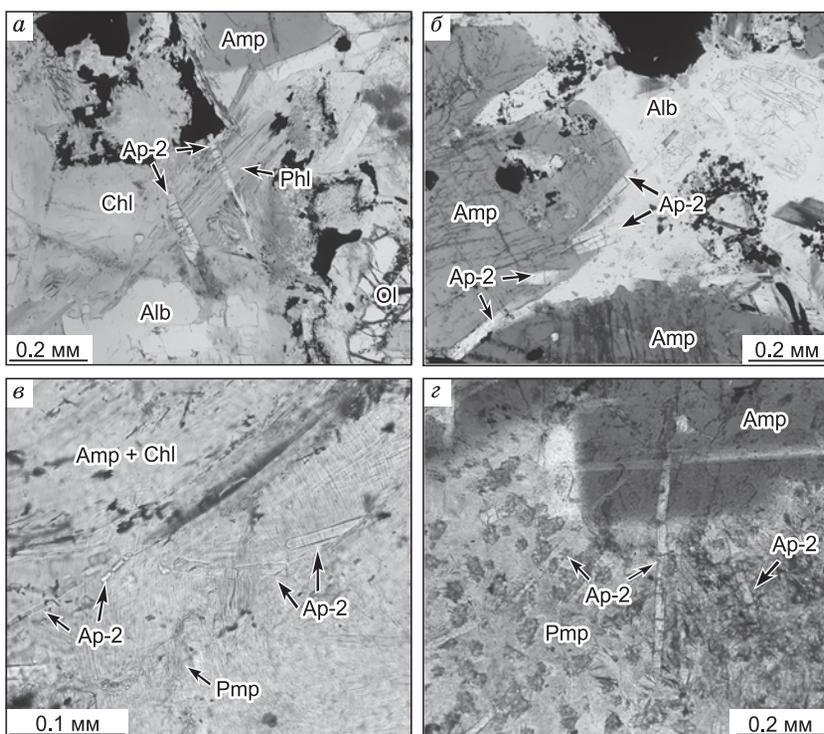


Рис. 4. Примеры постмагматического изменения морфологии зерен апатита в ультрамафит-мафитах сульфидоносных массивов худолазовского комплекса (1 николю):

a и *б* — трещиноватые кристаллы апатита в сростании с флогопитом (частично хлоритизированным) и амфиболом соответственно, *в* и *г* — блочно-трещиноватые кристаллы апатита в мелкодисперсной амфибол-хлоритовой матрице и в пумпеллите соответственно. Pmp — пумпеллит.

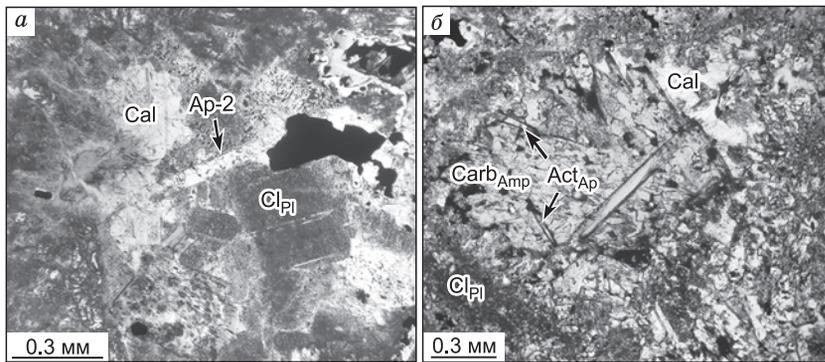


Рис. 5. Примеры изменения и замещения апатита в метасоматизированных ультрамафит-мафитах сульфидоносных массивов худолазовского комплекса (1 николь):

a — резорбированный кристалл апатита в аргиллизированной матрице, *б* — псевдоморфозы актинолита по апатиту в карбонатизированном первичном амфиболе. Act_{Ap} — актинолит по апатиту, Carb_{Amp} — карбонатизированный амфибол, Cal — кальцит, Cl_{p1} — глинистое вещество по плагноклазу.

ется относительно высокими концентрациями хлора (0.7—1.2 мас. %) при очень низком содержании серы (<0.05 мас. % SO₃) и умеренном — фтора (0.7—1.7 мас. %) (табл. 2, ан. 1—9). Величина F/Cl отношения (по мас. %) в нем близка к 1, варьируя в диапазоне 0.5—2.0. Стоит отметить, что на диаграммах F—Cl—OH и F—Cl (см. рис. 6, б, в) точки составов Ap-1 образуют две обособленные группы. Апатит из обедненных водосодержащими силикатами пород (суммарно <10 об. %, обр. D₄-15) имеет более высокие концентрации фтора в сравнении с апатитом из богатых амфиболом и флогопитом пород (суммарно >20 об. %, обр. 1433, 1435). Тем не менее обе группы на обозначенных диаграммах характеризуются однотипными трендами: на треугольной диаграмме F—Cl—OH тренды ориентированы субпараллельно грани F—Cl, а на бинарной диаграмме F—Cl тренды образуют крутой уклон, отражающий четкую отрицательную корреляцию между содержаниями фтора и хлора в апатитах. Ap-2 отличается пониженными концентрациями хлора (0.0 \bar{n} —0.52 мас. %) и повышенными концентрациями сульфатной серы (от 0.0 \bar{n} до 0.93 мас. % SO₃) (см. табл. 2, ан. 10—48). При этом содержания фтора практически такие же, как в Ap-1 (0.8—1.3 мас. %), а величина F/Cl в среднем равна 4 при большем диапазоне вари-

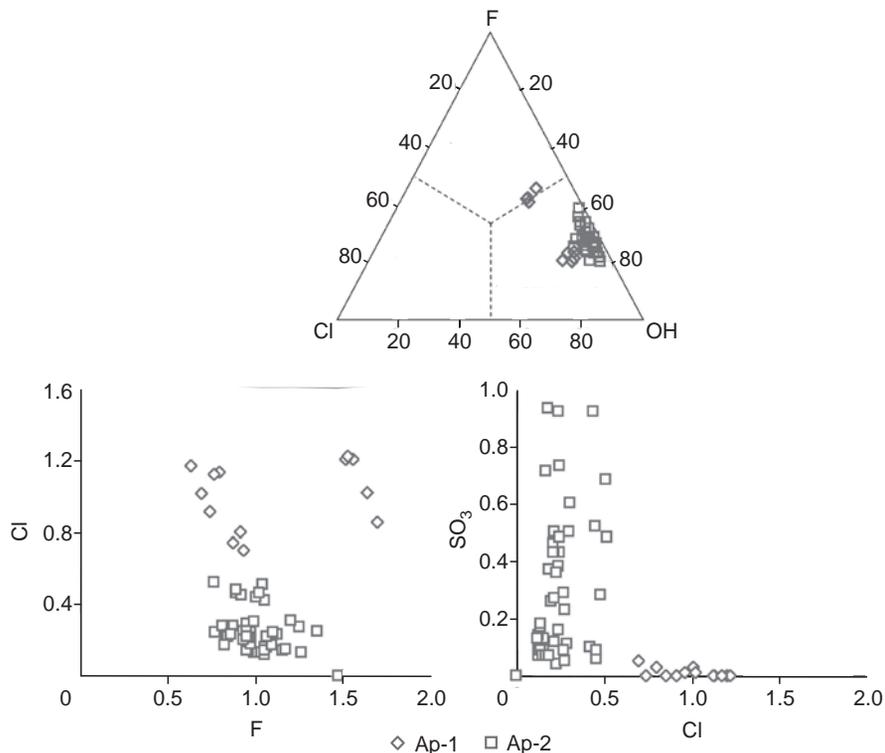


Рис. 6. Диаграммы F—Cl—OH (ат. %), F—Cl и Cl—SO₃ (мас. %) для апатитов из ультрамафит-мафитов сульфидоносных массивов худолазовского комплекса.

Ap-1 — магматический неизмененный апатит, Ap-2 — метасоматизированный апатит.

Таблица 2.

Представительные микрозондовые анализы апатита из ультрамафит-мафитов

Тип	№ п/п	№ обр.	P ₂ O ₅	SiO ₂	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	SO ₃	SrO	Y ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	F	Cl	O = F, Cl	Сумма
Ар-1	1	D ₄ -15	41.14	0.17	0.37	<0.1	0.14	55.8	0.09	<0.02	0.10	0.12	<0.3	<0.2	1.55	1.20	0.92	99.68
	2	D ₄ -15	41.54	0.17	0.28	0.13	0.19	56	0.08	<0.02	0.11	0.16	<0.3	<0.2	1.51	1.20	0.91	100.50
	3	D ₄ -15	41.28	0.14	0.28	<0.1	0.12	55.5	0.09	<0.02	<0.1	0.14	<0.3	0.39	1.52	1.22	0.92	99.71
	4	D ₄ -15	41.30	0.26	0.46	0.12	0.08	56.2	0.08	<0.02	<0.1	0.22	0.30	0.37	1.69	0.85	0.90	101.02
	5	1433	41.17	0.62	0.76	0.19	0.32	52.3	0.26	<0.02	<0.1	0.35	0.60	1.07	0.63	1.17	0.53	98.94
	6	1433	41.89	0.21	0.53	0.17	0.17	53.9	0.20	<0.02	<0.1	0.17	<0.3	0.63	0.87	0.74	0.53	98.94
	7	1433	41.80	0.54	0.69	0.30	0.35	52.8	0.23	<0.02	<0.1	0.13	<0.3	0.70	0.79	1.13	0.53	98.94
	8	1433	41.25	0.15	0.53	0.20	0.11	53.7	0.21	<0.02	<0.1	0.20	<0.3	0.63	0.76	1.12	0.57	98.32
	9	1433	42.41	0.13	0.52	0.20	0.13	53.6	0.18	<0.02	<0.1	0.21	<0.3	0.38	0.74	0.91	0.52	98.89
Ар-2	10	1433	41.09	0.27	0.56	<0.1	0.31	55.2	<0.05	0.08	0.10	0.19	<0.3	0.24	1.26	0.13	0.56	98.88
	11	1433	41.14	0.19	0.57	0.17	0.30	54.9	0.06	0.07	0.10	0.10	<0.3	<0.2	1.01	0.13	0.45	98.25
	12	1433	42.14	0.14	0.53	0.22	0.18	54.3	0.16	0.06	<0.1	0.16	<0.3	0.30	0.89	0.46	0.48	99.08
	13	1433	42.63	0.20	0.35	0.11	0.28	54.9	<0.05	0.09	0.10	0.18	<0.3	<0.2	0.96	0.14	0.55	100.44
	14	1433	42.29	0.27	0.50	0.18	0.32	54.6	<0.05	0.13	0.12	0.13	<0.3	<0.2	1.05	0.12	0.44	99.47
	15	1433	41.66	0.25	0.28	0.14	0.29	54.7	<0.05	0.09	0.11	0.16	<0.3	0.23	1.05	0.16	0.47	99.23
	16	1433	42.36	0.32	0.38	0.18	0.30	54.4	0.07	0.09	0.10	0.17	<0.3	<0.2	1.05	0.14	0.48	98.61
	17	1435	42.42	0.16	0.71	0.19	0.18	55	0.06	0.05	<0.1	0.11	<0.3	<0.2	0.87	0.28	0.47	99.04
	18	1435	42.74	0.20	0.38	<0.1	0.28	55.7	<0.05	0.07	<0.1	0.10	<0.3	<0.2	1.17	0.15	0.43	99.60
	19	1435	42.58	0.21	0.31	<0.1	0.22	56.3	0.06	0.07	<0.1	0.13	0.31	<0.2	1.09	0.17	0.53	100.24
	20	1435	42.48	0.10	0.45	<0.1	0.19	55.5	<0.05	0.09	0.1	0.08	0.36	<0.2	0.82	0.27	0.44	99.78
	21	1435	41.91	0.36	0.60	0.15	0.19	55.8	<0.05	0.10	0.1	<0.07	<0.3	0.28	1.05	0.42	0.41	99.98
	22	3485	42.31	0.36	0.50	0.13	0.40	54.7	0.18	0.5	0.14	<0.07	<0.3	<0.2	0.84	0.22	0.40	99.86
	23	3485	42.36	0.16	0.49	0.11	0.36	55.6	0.15	0.37	0.12	<0.07	<0.3	0.28	0.95	0.19	0.44	100.74
	24	3485	41.98	0.25	0.56	0.12	0.31	54.6	0.23	0.48	0.13	<0.07	<0.3	0.24	0.76	0.52	0.44	99.70
	25	3485	39.89	0.56	0.37	0.13	0.19	54.3	0.35	0.93	<0.1	0.10	<0.3	0.29	0.97	0.18	0.45	97.76
	26	3485	40.99	0.33	0.44	<0.1	0.35	54.8	0.19	0.71	0.13	<0.07	<0.3	<0.2	0.82	0.17	0.38	98.54
	27	3485	40.56	0.48	0.41	<0.1	0.25	55.1	0.24	0.92	0.11	<0.07	<0.3	<0.2	0.97	0.24	0.46	98.83
	28	3485	41.43	0.24	0.46	0.14	0.24	55.1	0.22	0.50	0.10	0.08	<0.3	<0.2	0.99	0.30	0.48	99.30
	29	3485	42.18	0.19	0.60	0.14	0.35	56.1	0.17	0.43	0.14	<0.07	<0.3	<0.2	0.93	0.25	0.45	101.04
	30	3784	41.96	0.20	0.47	0.13	0.26	56.2	0.11	0.29	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	1.25	0.27	0.59	100.59
	31	3784	41.82	0.28	0.41	0.13	0.19	55.4	0.07	0.46	0.10	0.08	<0.3	<0.2	0.97	0.21	0.46	99.62
	32	3760	42.21	0.23	<0.1	<0.1	0.17	55.7	0.23	0.60	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	1.20	0.31	0.58	100.12
	33	3760	41.95	0.29	0.25	0.11	0.19	55.7	0.25	0.73	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	1.35	0.25	0.62	100.53
	34	3760	42.32	0.20	0.25	0.11	0.13	55.4	0.21	0.52	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	0.92	0.45	0.49	100.04
	35	3760	42.21	0.24	0.44	0.18	0.16	54.7	0.24	0.68	0.10	<0.07	<0.3	0.24	1.04	0.51	0.55	100.17
	36	3760	43.18	0.06	<0.1	<0.1	<0.1	56.1	<0.05	<0.1	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	1.47	<0.02	0.62	100.21
	37	3760	41.58	0.3	0.19	0.17	0.11	54.6	0.36	0.92	0.10	<0.07	<0.3	0.21	1.00	0.44	0.52	99.42
	38	3784	41.65	0.24	0.20	0.20	0.09	55.3	0.09	0.43	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	1.06	0.22	0.50	98.93
	39	3784	41.28	0.30	0.32	0.15	0.09	55	0.10	0.43	0.11	0.07	<0.3	<0.2	0.96	0.21	0.45	98.58
	40	3784	41.53	0.29	0.32	0.18	0.11	55.2	0.13	0.48	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	0.95	0.25	0.46	99.05
	41	3784	41.60	0.25	0.20	0.18	0.13	54.9	0.10	0.26	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	0.93	0.20	0.44	98.40
	42	3784	41.98	0.27	0.27	0.12	0.09	55.4	0.07	0.38	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	0.77	0.24	0.38	99.17
	43	3784	41.58	0.18	0.17	0.13	0.11	55.3	0.06	0.23	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	0.81	0.28	0.40	98.51
	44	3784	41.90	0.26	0.28	<0.1	0.14	54.6	0.07	0.36	<0.1	0.09	<0.3	<0.2	0.86	0.23	0.41	98.34
	45	3784	41.82	0.18	0.33	0.15	0.12	55.4	0.12	0.28	0.10	<0.07	<0.3	<0.2	0.89	0.48	0.48	99.34
	46	3784	42.21	0.27	0.25	0.16	0.11	54.4	0.09	0.27	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	0.95	0.22	0.45	98.50
	47	3784	41.67	0.21	0.26	0.14	0.08	54.6	0.07	0.16	0.10	0.07	<0.3	0.24	1.10	0.24	0.52	98.45
	48	3784	41.74	0.17	0.18	0.20	0.07	54.9	0.05	0.09	<0.1	<0.07	<0.3	<0.2	1.02	0.46	0.53	98.36

сульфидоносных массивов худолазовского комплекса, мас. %

Расчитано на O + F + Cl + OH = 13															
P	Si	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	S	Sr	Y	La	Ce	X _{Cl}	X _F	X _{OH} *	Сумма
2.97	0.01	0.03	0.00	0.02	5.10	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.17	0.42	0.41	9.18
3.00	0.01	0.02	0.01	0.02	5.12	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.00	0.17	0.41	0.42	9.25
2.98	0.01	0.02	0.00	0.02	5.06	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.18	0.41	0.41	9.16
2.98	0.02	0.03	0.01	0.01	5.13	0.01	0.00	0.00	0.07	0.01	0.01	0.12	0.46	0.42	9.29
2.97	0.05	0.05	0.01	0.04	4.75	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.03	0.17	0.17	0.66	9.12
3.02	0.02	0.04	0.01	0.02	4.92	0.03	0.00	0.00	0.06	0.00	0.02	0.11	0.23	0.66	9.14
3.02	0.05	0.05	0.02	0.04	4.82	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.16	0.21	0.62	9.1
2.98	0.01	0.04	0.01	0.01	4.91	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.16	0.20	0.63	9.08
3.06	0.01	0.04	0.01	0.02	4.89	0.03	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.13	0.20	0.67	9.14
2.96	0.02	0.04	0.00	0.04	5.04	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.01	0.02	0.34	0.64	9.19
2.97	0.02	0.04	0.01	0.04	5.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.27	0.71	9.14
3.04	0.01	0.04	0.02	0.02	4.96	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.07	0.24	0.69	9.18
3.11	0.02	0.03	0.02	0.01	5.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.25	0.65	9.23
3.08	0.02	0.02	0.01	0.04	5.01	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.26	0.72	9.24
3.05	0.02	0.04	0.01	0.04	4.98	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.28	0.70	9.21
3.01	0.02	0.02	0.01	0.04	4.99	0.00	0.01	0.01	0.05	0.00	0.01	0.02	0.28	0.69	9.16
3.06	0.03	0.03	0.01	0.04	4.96	0.01	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.02	0.28	0.70	9.20
3.06	0.01	0.05	0.01	0.02	5.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.23	0.73	9.23
3.08	0.02	0.03	0.00	0.04	5.08	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.32	0.66	9.28
3.11	0.01	0.02	0.00	0.03	5.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.26	0.72	9.25
3.06	0.01	0.03	0.00	0.02	5.06	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.04	0.22	0.74	9.24
3.05	0.03	0.04	0.01	0.05	4.99	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.23	0.74	9.24
3.06	0.01	0.03	0.01	0.05	5.08	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.26	0.72	9.30
3.03	0.02	0.04	0.01	0.04	4.98	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.01	0.08	0.20	0.72	9.20
2.88	0.05	0.03	0.01	0.02	4.95	0.06	0.06	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.26	0.71	9.10
2.96	0.03	0.03	0.00	0.04	5.00	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.22	0.75	9.15
2.93	0.04	0.03	0.00	0.03	5.03	0.04	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.26	0.70	9.16
2.99	0.02	0.03	0.01	0.03	5.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.27	0.69	9.21
3.04	0.02	0.04	0.01	0.04	5.12	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.25	0.71	9.34
3.03	0.02	0.03	0.01	0.03	5.13	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.34	0.62	9.29
3.02	0.02	0.03	0.01	0.02	5.05	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.26	0.71	9.23
3.05	0.02	0.00	0.00	0.02	5.08	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.32	0.63	9.25
3.03	0.02	0.02	0.01	0.02	5.08	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.36	0.60	9.28
3.05	0.02	0.02	0.01	0.02	5.06	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.25	0.69	9.24
3.05	0.02	0.03	0.01	0.02	4.99	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.07	0.28	0.65	9.22
3.12	0.01	0.00	0.00	0.00	5.12	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40	0.60	9.24
3.00	0.03	0.01	0.01	0.01	4.98	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.27	0.67	9.18
3.00	0.02	0.01	0.01	0.01	5.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.29	0.68	9.15
2.98	0.03	0.02	0.01	0.01	5.02	0.02	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.26	0.71	9.14
3.00	0.02	0.02	0.01	0.01	5.04	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.26	0.71	9.17
3.00	0.02	0.01	0.01	0.02	5.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.25	0.72	9.12
3.03	0.02	0.02	0.01	0.01	5.05	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.21	0.76	9.18
3.00	0.02	0.01	0.01	0.01	5.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.22	0.74	9.13
3.02	0.02	0.02	0.00	0.02	4.98	0.01	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.23	0.74	9.13
3.02	0.02	0.02	0.01	0.02	5.05	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.24	0.69	9.18
3.05	0.02	0.02	0.01	0.01	4.97	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.26	0.71	9.11
3.01	0.02	0.02	0.01	0.01	4.99	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.30	0.67	9.11
3.01	0.01	0.01	0.01	0.01	5.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.27	0.66	9.09

Примечание. 1—4 — массив Восточный Бускун, 5—21 — Северный Бускун, 22—29 — Малютка, 30—48 — Ташлы-Тау.

* Рассчитано по стехиометрии.

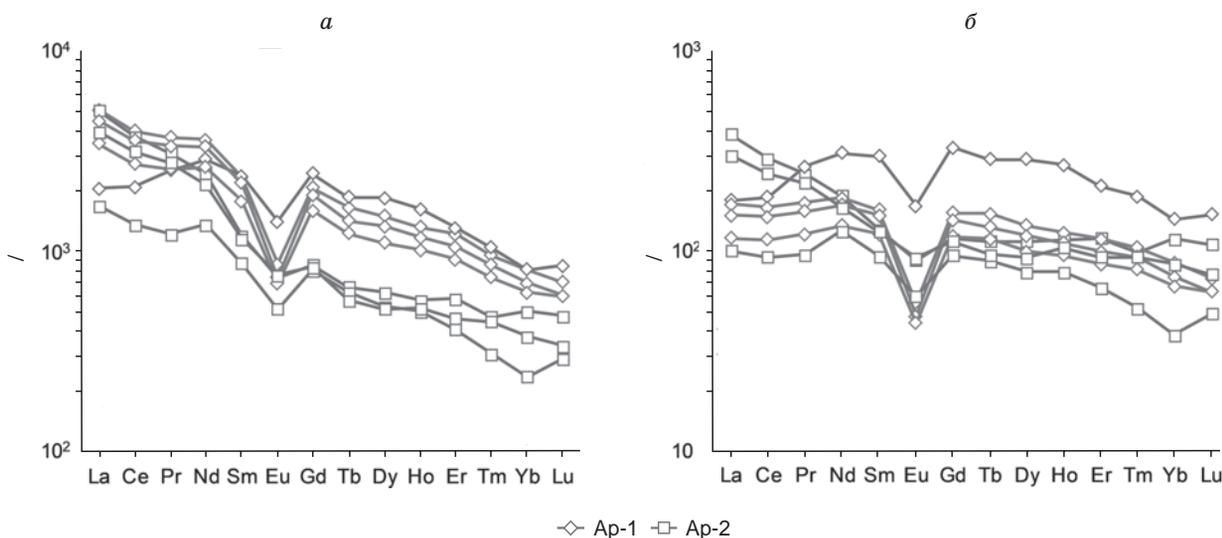


Рис. 7. Диаграммы распределения REE в апатитах из ультрамафит-мафитов сульфидоносных массивов худолазовского комплекса:

a — нормировано на состав хондрита, по [Lyubetskaya, Korenaga, 2007]; *б* — нормировано на состав породы, в которой изучался апатит.

аций (1.3—9.7). На диаграммах F—Cl и Cl—SO₃ (см. рис. 6, б, в) фигуративные точки составов Ap-1 и Ap-2 образуют четко обособленные поля с разными трендами. На диаграмме F—Cl—OH тренд вариации составов Ap-2 параллелен грани F—OH, а на диаграмме F—Cl наблюдаются два относительно обособленных, но параллельных тренда с пологим уклоном, отражающих слабое обеднение хлором при накоплении фтора в сравнении с Ap-1. В одном из резорбированных зерен апатита из частично аргиллизированного образца (обр. 3760) установлено истощение хлором, серой и многими примесными элементами (содержания ниже пределов обнаружения), но такое же количество фтора (1.5 мас. %), как и во всех остальных зернах (см. табл. 2, ан. 36).

Количество SiO₂ в Ap-1 и Ap-2 в среднем одинаково ~ 0.25 мас. %. Средние содержания (мас. %) FeO (0.50 и 0.42), MgO (0.17 и 0.21), MnO (0.16 и 0.14), Na₂O (0.15 против 0.11) в Ap-1 и Ap-2 также близки.

Существенно различаются в Ap-1 и Ap-2 концентрации Y, редкоземельных (REE) и ряда литофильных, сидерофильных и халькофильных элементов (см. табл. 2, 3). По результатам микронзондовых анализов установлено, что содержания Y₂O₃, La₂O₃ и Ce₂O₃ в Ap-2 часто находятся вблизи предела обнаружения (в среднем 0.08, 0.08 и 0.15 мас. %), а в Ap-1 — выше предела обнаружения (0.18, 0.16 и 0.45 мас. %). Обратная закономерность выявлена в поведении SrO — в Ap-1 ~ 0.04, а в Ap-2 ~ 0.08 мас. %.

По результатам ЛА-ИСП-МС установлено, что Ap-1 в целом характеризуется более высокими концентрациями Be, Sc, V, Ga, Ge, Ba, Y, REE, Th, U и более низкими — Li, B, Al, Co, Ni, Zn, Rb, Sr, Zr, Nb, Cd, Cs, Pb, Bi по сравнению с Ap-2 (в ~1.5—2 и более раз). Суммарное содержание REE в Ap-1 в среднем составляет 25 730 г/т, а в Ap-2 16 505 г/т. Спектры распределения REE, нормализованные на хондрит, в Ap-1 и Ap-2 схожи, демонстрируя лишь различия в количественном выражении (рис. 7, а). Оба типа апатита отчетливо обогащены LREE, причем в Ap-2 это обогащение выражено более явно ((La/Yb)_n = 7.1—10.6), чем в Ap-1 ((La/Yb)_n = 2.5—6.4). Выявлена четкая отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu* = Eu_n/[Sm_n·Gd_n]^{0.5}): в Ap-1 Eu/Eu* = 0.36—0.58, а в Ap-2 — 0.61—0.77. Ce-аномалия практически отсутствует и ее величина в Ap-1 и Ap-2 сходна (Ce/Ce* = Ce_n/[La_n·Pr_n]^{0.5}): 0.92 в Ap-1 против 0.94—0.95 в Ap-2.

Вариационные диаграммы (рис. 8) показывают, что распределение петрогенных элементов и галогенов в Ap-1 и Ap-2 существенно различается. В группе Ap-1 выявлены два различных тренда накопления Fe, Mg, Na, F и Cl, один из которых отвечает «обедненным» кальцием (CaO < 54 мас. %, Ca = 4.8 ф.ед., X_{Ca}(мол. %) = 96) — главный тренд, а другой — «обогащенным» кальцием апатитам (CaO > 55 мас. %, Ca = 4.9 ф.ед., X_{Ca} = 98) — малый тренд. В накоплении SiO₂ и MnO явных различий не было установлено. Первый тренд отражает увеличение содержаний Fe, Mg, Na и Cl со снижением количества Ca, а второй тренд характеризует совместное накопление Ca с Fe, Mg, Cl (см. рис. 8, а, б, в, н). При этом на диаграмме Ca—F выражен общий единый тренд (см. рис. 8, к). Кроме того, главный тренд характе-

Таблица 3. Представительные LA-ICP-MS анализы апатита из ультрамафит-мафитов сульфидоносных массивов худолазовского комплекса, г/т

Элемент	№ образца						
	D ₄ -15	D ₄ -15	D ₄ -15	1433	3485	3485	3784
	Ap-1				Ap-2		
Li	н.п.о.	0.47	0.30	1.23	2.72	6.35	н.п.о.
Be	»	н.п.о.	2.30	1.49	н.п.о.	н.п.о.	2.08
B	2.00	»	н.п.о.	4.09	8.58	6.44	н.п.о.
Sc	н.п.о.	2.01	1.77	3.45	1.49	н.п.о.	2.22
Ti	4.79	8.74	19.65	17.32	77.88	57.26	426.88
V	40.45	47.95	56.4	64.55	35.86	37.06	44.68
Cr	23.77	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	15.03	н.п.о.	н.п.о.
Mn	641.58	590.28	598.92	523.28	958.4	1301.72	745.69
Co	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	1.21	10.26	13.07	1.25
Ni	2.18	1.14	»	н.п.о.	193.60	34.86	2.97
Cu	н.п.о.	н.п.о.	»	»	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Zn	4.56	»	»	»	7.28	19.94	2.08
Ga	21.88	20.95	23.93	14.82	21.48	16.06	10.37
Ge	6.12	н.п.о.	н.п.о.	5.50	н.п.о.	7.49	н.п.о.
As	н.п.о.	»	7.35	н.п.о.	14.00	н.п.о.	»
Rb	»	0.73	н.п.о.	»	1.07	1.64	»
Sr	659.84	665.99	543.9	664.27	919.93	779.92	526.79
Y	1791.98	1696.88	2038.82	2233.22	858.09	722.47	646.53
Zr	32.19	38.53	36.11	27.79	39.57	50.62	42.96
Nb	0.10	н.п.о.	0.07	н.п.о.	н.п.о.	0.29	0.45
Mo	н.п.о.	0.97	н.п.о.	»	»	н.п.о.	н.п.о.
Ag	»	0.10	»	»	0.10	»	»
Cd	»	н.п.о.	»	0.82	1.29	2.65	»
In	»	»	»	н.п.о.	0.08	н.п.о.	»
Cs	»	»	»	»	1.24	1.90	»
Ba	12.58	11.09	6.48	3.37	10.44	3.37	3.28
La	1048.25	806.07	1187.96	482.38	1181.82	925.25	396.18
Ce	2202.87	1690.87	2459.67	1296.87	2309.92	1937.75	834.33
Pr	313.82	241.18	346.64	237.24	288.66	260.79	114.24
Nd	1522.71	1201.05	1651.74	1317.23	1124.79	984.70	623.31
Sm	328.94	265.16	350.11	356.42	177.92	172.71	130.63
Eu	42.04	38.94	49.07	79.86	42.06	43.19	29.27
Gd	381.28	317.35	414.34	489.05	170.62	166.39	160.56
Tb	52.23	45.47	61.05	68.64	24.45	20.98	23.03
Dy	332.04	274.72	372.73	458.52	155.59	128.56	132.01
Ho	65.43	56.54	73.63	90.83	31.74	28.88	28.02
Er	167.24	145.32	194.22	208.90	92.33	73.64	64.86
Tm	21.33	18.43	23.72	26.02	11.70	11.08	7.68
Yb	110.72	99.08	129.59	129.13	79.73	59.65	37.73
Lu	14.93	14.86	17.43	21.10	11.77	8.34	7.22
Hf	0.07	0.15	н.п.о.	0.30	н.п.о.	н.п.о.	0.12
W	н.п.о.	н.п.о.	0.064	н.п.о.	»	»	0.17
Tl	»	»	н.п.о.	»	0.034	»	н.п.о.
Pb	3.26	2.92	5.26	2.40	105.26	83.08	6.8
Bi	н.п.о.	н.п.о.	0.04	н.п.о.	1.45	1.25	н.п.о.
Th	36.59	25.95	23.69	11.32	34.93	17.53	13.97
U	8.27	5.48	4.92	2.41	6.47	4.13	2.72

Примечание. н.п.о. — ниже предела обнаружения.

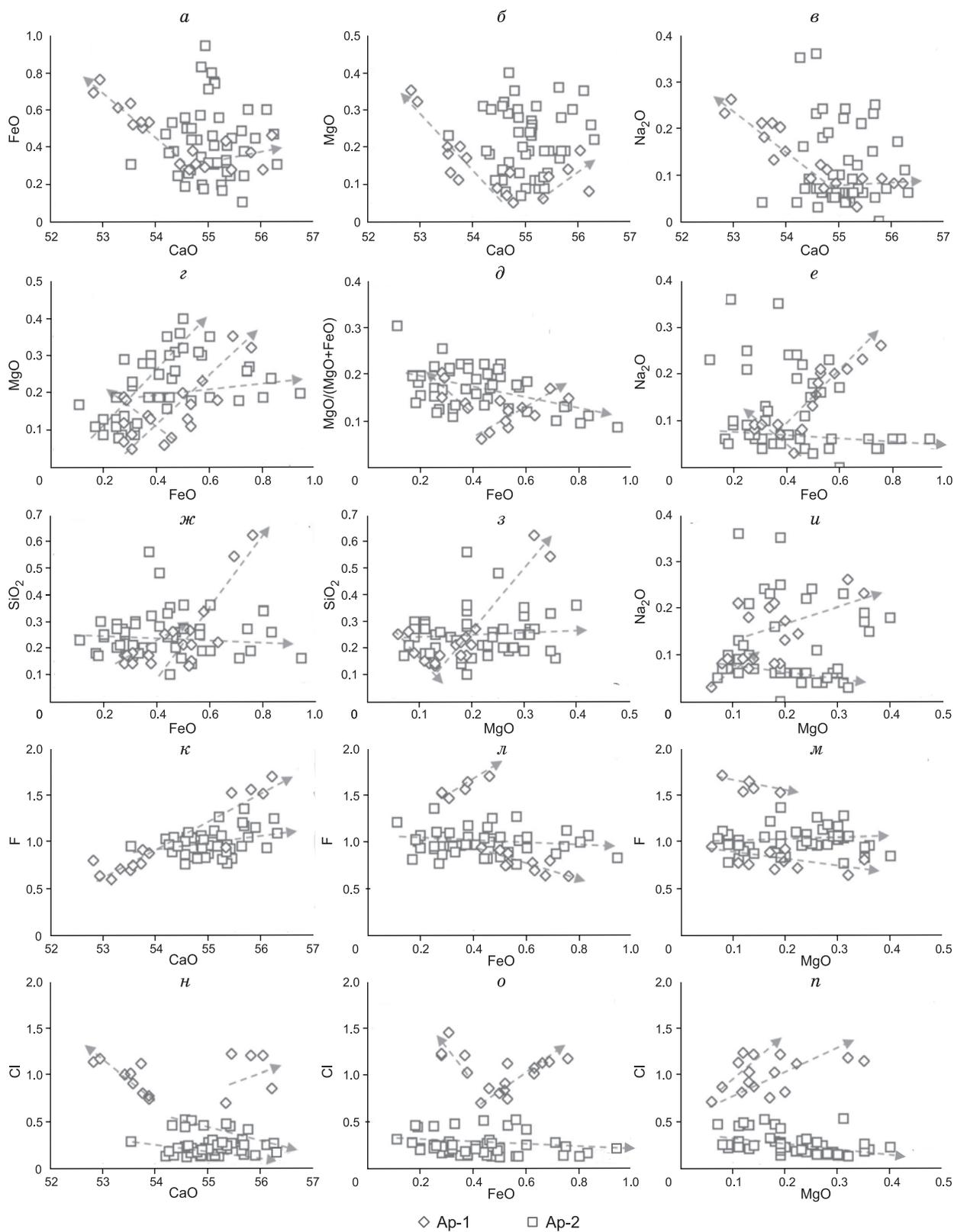


Рис. 8. Бинарные вариационные диаграммы (мас. %) для апатита из ультрамафит-мафитов сульфидоносных массивов худолазовского комплекса.

Стрелками показаны тренды накопления петрогенных элементов и галогенов.

ризует и положительную корреляцию между содержаниями FeO и MgO, FeO и Na₂O, FeO и SiO₂, MgO и SiO₂, MgO и Na₂O, FeO и Cl (см. рис. 8, *з, е, ж, з, и, о, п*). Малый тренд отражает отрицательную корреляцию между элементами в указанных парах. Рост содержаний CaO в обеих подгруппах сочетается со снижением количества MnO. С накоплением Mg в обеих подгруппах происходит увеличение концентрации Cl (см. рис. 8, *п*), но для второй подгруппы характерна отрицательная корреляция между FeO и Cl. С накоплением F в первой подгруппе происходит увеличение содержания FeO и уменьшение количества MgO, а во второй подгруппе наблюдается понижение концентраций F с возрастанием FeO и MgO (см. рис. 8, *л, м*). Отметим также, что первая подгруппа характеризуется увеличением значения MgO/(MgO + FeO) с накоплением Fe, а вторая — наоборот, уменьшением коэффициента магнезиальности (см. рис. 8, *д*). Во второй подгруппе наблюдается положительная корреляция между FeO и SiO₂, но отрицательная между MgO и SiO₂ (см. рис. 8, *ж, з*). Эти особенности могут указывать на то, что кристаллизация апатита из первой подгруппы происходила из расплава, в котором одновременно увеличивались содержания Fe и Mg, а кристаллизация апатита из второй подгруппы шла одновременно с образованием Mg-Fe силиката/силикатов с преобладанием магнезиевого минала. На главный тренд попадают фигуративные точки апатитов из массивов Северный Бускун, Малютка и Ташлы-Тау, а на малый тренд — точки составов апатитов из массивов Восточный Бускун и Северный Бускун.

Часть фигуративных точек Ар-2 также ложится на тренды Ар-1, но основная их масса смещена и распределяется по другим закономерностям. На одних диаграммах точки составов Ар-2 образуют разброс, на других — единые или расчлененные тренды. Отдельного внимания заслуживают особенности распределения Fe, Mg, F и Cl. В Ар-2 наблюдается в целом положительная корреляция между содержаниями FeO и MgO с одним основным трендом и еще одним смещенным, отражающим значительные количественные вариации Fe при незначительных вариациях Mg (см. рис. 8, *з*). Между величиной MgO/(MgO + FeO) и содержанием FeO отмечается слабая отрицательная корреляция. В отличие от Ар-1 в Ар-2 на вариационных диаграммах не проявляется корреляционная зависимость между содержаниями Ca, Fe, Mg и галогенами (F, Cl).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Условия кристаллизации апатита

Рассмотренные минеральные ассоциации и характер взаимоотношения зерен апатита с силикатной матрицей свидетельствуют о его кристаллизации после наиболее ранних фаз — оливина, шпинели и основного плагиоклаза. В раннемагматических минералах не было обнаружено включений апатита (за исключением редких находок кристаллов апатита в каймах плагиоклаза), зато их много в позднемагматических минералах — амфиболе и флогопите. Экспериментальными исследованиями установлено, что момент кристаллизации апатита зависит от предела растворимости фосфора в силикатной магме, который, в свою очередь, контролируется содержанием кремнезема [Green, Watson, 1982]. Фосфор является несовместимым элементом и накапливается в остаточном высокофракционированном расплаве [Libourel et al., 1994], а кристаллизация апатита возможна при содержании P₂O₅ в нем не менее 1.3 мас. % [Toplis et al., 1994].

Совокупность полученных данных указывает на магматогенное происхождение апатита в изученных породах худолазовского комплекса. На гидротермальной стадии, в процессе метасоматического замещения первичных минералов (силикатов, сульфидов) вторичными, состав апатита изменялся. Очевидных признаков повторного осаждения апатита мы не наблюдаем. Вариационные диаграммы (см. рис. 8) показали, что в группе Ар-1 можно выделить две подгруппы: 1) с более высоким содержанием CaO (> 55 мас. %, X_{Ca} = 98 мол. %) и 2) с более низким содержанием CaO (< 54 мас. %, X_{Ca} = 96 мол. %). Они характеризуются различными трендами вариаций петрогенных элементов и галогенов, что свидетельствует о разных условиях кристаллизации двух этих подтипов апатита. Апатит с пониженным содержанием CaO (52.9—53.9 мас. %) был обнаружен в трех из четырех изученных рудовмещающих интрузий худолазовского комплекса. Он более распространен, обогащен примесными элементами (Fe, Mg, Mn, Na, Y, La, Ce) в сравнении с апатитом, имеющим повышенное содержание CaO, и образует на вариационных диаграммах главный тренд. Мы предполагаем, что кристаллизация низкокальциевого апатита происходила близодновременно с Ca-плагиоклазом (An₈₁₋₆₁), являющимся одним из главных минералов пород, что подтверждается находками мелких кристаллов апатита в краевых частях зерен плагиоклаза. Ранее на основе численного моделирования параметров кристаллизации исходного расплава в программе Comagmat, проведенного для массивов Малютка и Ташлы-Тау, температура появления плагиоклаза на ликвидусе была оценена в диапазоне 1150—1100 °C [Рахимов, 2020 а, б].

Апатит с относительно повышенным содержанием CaO (55.3—56.2 мас. %) встречается реже и был выявлен лишь в породах массивов Восточный Бускун и Северный Бускун. Составы этого апатита

образуют малый тренд на вариационных диаграммах, характеризуясь совместным ростом содержаний Ca с Fe и Mg при стабильном Na. Мы полагаем, что кристаллизация этого апатита происходила на более поздней стадии, нежели апатита с пониженным содержанием CaO, одновременно с формированием альбит-олигоклазовых кайм плагиоклаза (An_{28-8}) и, возможно, одновременно с амфиболом и флогопитом. Дополнительно на это указывают отрицательные корреляции между содержаниями MgO и SiO_2 , а также между величиной MgO/(MgO + FeO) и FeO. Амфиболы характеризуются широким диапазоном химического состава [Leake et al., 1997], и в изученных породах отмечается несколько видов амфиболов, но чаще распространены Ti-магнезиогастингсит. Наиболее богатыми апатитом являются породы с первично высоким содержанием амфибола, внутри пойкилитовых зерен которого апатит образует обильные включения. Температура кристаллизации амфибола в породах массива Малютка была оценена по амфибол-плагиоклазовому геотермометру в ≥ 700 °C [Рахимов, 2020a].

Таким образом, в неизмененных и слабометасоматизированных породах худолазовского комплекса можно выделить две генерации апатита — раннюю с относительно пониженным содержанием Ca ($CaO < 54$ мас. %, $X_{Ca} = 96$ мол. %) ($T \geq 1000$ °C), ассоциирующую с Ca-плагиоклазом, и позднюю — с повышенным количеством Ca ($CaO > 55$ мас. %, $X_{Ca} = 98$ мол. %) ($T \geq 700$ °C), ассоциирующую с Na-плагиоклазом, амфиболом и флогопитом. Обе генерации вместе были определены пока лишь в массиве Северный Бускун (обр. 1435).

На гидротермальной стадии апатит претерпел значительные изменения как в морфологии, так и в химическом составе. Кристаллы, окруженные вторичными силикатами, замесившими первичные минералы, часто трещиноваты, иногда кристаллы разорваны, и отдельные блоки разобщены. Зависимости между содержаниями элементов-примесей и Ca в апатитах Ap-1 и Ap-2 различны. В Ap-2 нет четкого различия между составами с повышенным и пониженным содержанием Ca (как в Ap-1) и не установлено ясных корреляций между содержаниями ряда петрогенных элементов. Это характеризует неравновесные условия нахождения апатита с гидротермальным флюидом. Мы полагаем, что неравномерные изменения состава апатита происходили по двум основным причинам: 1) в результате обменных реакций между апатитом и разнообразными по составу метасоматическими минералами (хлоритом, низкотемпературным амфиболом, пумпеллитом, серицитом и др.); 2) за счет разной длительности воздействия гидротермального флюида. Проведенные петрографические исследования позволили определить неравномерность метасоматических изменений пород, даже в малых масштабах (в пределах шлифа), в результате которых среди участков с полными псевдоморфозами вторичных силикатов встречаются участки с хорошо сохранившимися первичными минералами. Отметим, что в некоторых зернах апатита были установлены вариации концентраций Cl и S по удлинению (см. табл. 2, ан. 6 и 7, 27 и 28). В разных метасоматических системах, в том числе и развивающихся по сульфидно-магматическим, на примере относительно крупных зерен было обнаружено, что изменения в химическом составе апатита даже в пределах единого кристалла могут быть крайне неравномерны [Harlov, 2015; Krneta et al., 2017a; Серова, Спиридонов, 2018; Raič et al., 2018].

Кроме того, мы не исключаем присутствия в породах небольшого количества постмагматического апатита (Ap_2), кристаллизовавшегося из гидротермального флюида. В некоторых агрегатах хлорита, пумпеллита и вторичного амфибола, образующих сплошные мелкодисперсные массы, были обнаружены мельчайшие шестоватые кристаллы апатита, составы которых определить весьма проблематично из-за их малых размеров (< 0.1 мм в длину и < 0.01 мм в ширину).

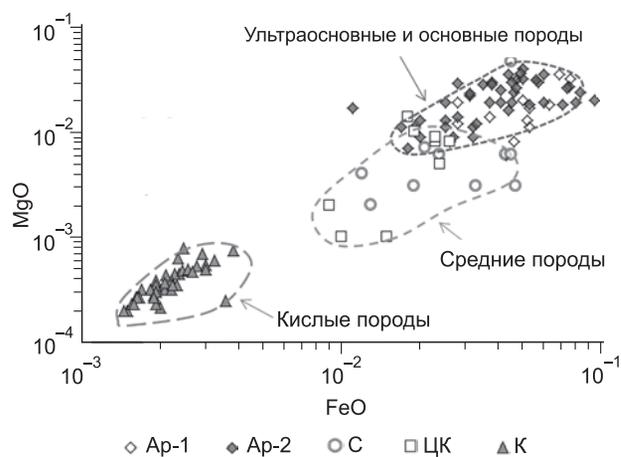
На поздней, наиболее низкотемпературной гидротермальной стадии, апатит, вероятно, растворялся, о чем свидетельствует его резкий дефицит в аргиллизированных породах. Известно, что аргиллизитовые метасоматиты характеризуются низким pH среды (< 5) [Метасоматизм..., 1998], при котором растворимость апатита резко возрастает [Valsami-Jones et al., 1998]. Одно из найденных резорбированных зерен апатита, окруженное аргиллизитовой матрицей, содержит крайне низкие примеси малых элементов в сравнении с остальными зернами Ap-2, что свидетельствует об их выносе из минерала при его взаимодействии с гидротермальным флюидом.

Петрологическая и металлогеническая индикаторная роль апатита

Степень мафичности расплава. Особенности количественных вариаций Fe и Mg в апатите в настоящее время изучены недостаточно. Во многих опубликованных работах составы апатитов приводятся либо без этих элементов, либо приводится лишь один из них (чаще всего Fe). В частности, показано, что концентрации FeO в апатите сильно варьируют и могут достигать до 1.8 мас. % в габброидах и 0.8—1.8 мас. % в специфических мусковитовых гранитах из пегматитов Австралии, содержания MgO при этом не изучены [Teiber et al., 2015]. В основном же отмечается, что концентрация FeO увеличивается от кислых разностей пород к основным [Warner et al., 1998; Ladenberger et al., 2016]. На диаграмме FeO—MgO (рис. 9) сопоставлены апатиты из разных по кремнекислотности магматических пород по

Рис. 9. Диаграмма FeO—MgO для апатитов из различных породных ассоциаций:

Ap-1 и Ap-2 — худолазовский комплекс (подробности см. в тексте), С — нориты, габбро-диориты, кварцевые диориты массива Садбери, по [Warner et al., 1998], ЦК — гранодиориты массивов Центрального Казахстана, по [Cao et al., 2012], К — граниты комплекса Кукаази, по [Zafar et al., 2019].



опубликованным данным. Минимальные содержания FeO (0.01—0.04 мас. %) и MgO (0.002—0.010 мас. %) отмечаются в гранитоидах комплекса Кукаази (Китай), более высокие — в породах среднего состава (0.09—0.50 мас. % FeO и 0.01—0.15 мас. % MgO) (гранодиориты массивов Центрального Казахстана, кварцевые диориты и габбро-диориты массива Садбери) и максимальные — в ультрамафит-мафитах (0.1—0.9 мас. % FeO и 0.05—0.50 мас. % MgO) (нориты массива Садбери, габбро и перидотиты худолазовского комплекса).

Таким образом, содержания Fe и Mg в апатите, вероятно, зависят от их исходной концентрации в расплаве. Средние концентрации Fe и Mg в Ap-1 из изученных образцов ультрамафитовых пород (обр. 1433 и 1435) выше, чем в образце породы мафитового состава (обр. D₄-15) — 0.58 мас. % FeO и 0.19 мас. % MgO против 0.35 и 0.13 мас. % соответственно. Поэтому можно предположить, что уровни концентраций Fe и Mg в неизмененных апатитах могут являться показателем степени мафичности магматического расплава. В Ap-2 из интенсивно метасоматизированных ультрамафитовых пород (например, обр. 3784) уровень средних концентраций Fe и Mg (0.28 мас. % FeO и 0.12 мас. % MgO) не превышает таковой в мафитовой породе (обр. D₄-15), что свидетельствует о значительном влиянии гидротермального флюида на химический состав апатита. Концентрации Fe при этом более вариативны, чем концентрации Mg, что может отражать относительную стабильность Mg на гидротермальной стадии в сравнении с Fe. Использование состава апатита из существенно метасоматизированных пород (резорбированных зерен) для оценки степени мафичности исходного расплава, вероятно, ограничено.

Данный вывод может быть полезен при изучении детритового апатита из обломочных отложений для оценки состава его первичного источника, если им является магматическое тело. Известно, что апатит относительно устойчив в различных обстановках осадконакопления и может накапливаться в россыпях [Кухаренко, 1961]. Считается, что геохимические характеристики апатита остаются стабильными и при диагенетических преобразованиях осадков [Morton, Yaxley, 2007].

Эволюция галогенного режима расплава и флюида. Апатит является общепризнанным индикатором основных этапов эволюции различных флюидно-магматических систем, включая процессы дегазации, дифференциации и смешения магм [Warner et al., 1998; Słaby, 2006; Рябов и др., 2018; Raič et al., 2018; Andersson et al., 2019]. Изученные апатиты характеризуются относительно невысокими содержаниями F и Cl и по расчетному содержанию H₂O могут быть отнесены к фтористым и хлор-фтористым разновидностям гидроксилapatита [Riker et al., 2014] (в отсутствии измерений количества (CO₃)²⁻). В худолазовском комплексе не был обнаружен хлорапатит (Cl > 4—6 мас. %), характерный для руд и окколорудных пород многих сульфидоносных расслоенных комплексов, например для Мончеплутона, Норильских интрузий, Цзиньчуаня, Бушвельда, Стиллутотера [Boudreau et al., 1986; Серова, Спиридонов, 2018; Рябов и др., 2018; Барков и др., 2021; Liu et al., 2021]. Известно, что хлор считается одним из важнейших агентов при формировании сульфидных руд, обеспечивающих перенос рудных элементов (Fe, Ni, Cu, Co и др.) в виде комплексных ионов [Холоднов, Бушляков, 2002]. Экспериментальные работы показали, что уровень концентраций F и Cl в апатите контролируется их исходным содержанием в магме [Webster et al., 2009]. Однако максимальная концентрация Cl в базальтовом расплаве контролируется пределом его растворимости, и при достижении 4 мас. % хлор отделяется в паровую или флюидную фазу. Мы предполагаем, что в породах худолазовского комплекса апатит кристаллизовался либо после отделения хлора из расплава в газовую фазу, либо же исходная магма изначально была бедна Cl. Максимальные содержания F в изученных апатитах составляют 1.7 мас. % (X_F = 0.5), а Cl — 1.2 мас. % (X_{Cl} = 0.2). Другие гидроксилсодержащие минералы — амфибол и флогопит — характеризуются еще более низким содержанием F (0.0n–0.3 мас. %) при крайне низкой концентрации Cl (0—0.09 мас. %) [Рахимов, 2021 и наши неопубликованные данные]. Эти данные согласуются с ранее выдвинутым предположением, что во время эволюции магматической системы фтор преимущественно остается в расплаве, а хлор отделяется в паровую или флюидную фазу [Cawthorn, 1994; Warner et al., 1998; Boudreau,

2019]. Таким образом, в рассматриваемой системе на позднемагматической стадии водонасыщенный расплав был существенно истощен хлором. Содержание воды, к примеру, в исходном расплаве массива Ташлы-Тау, по результатам Comagmat-моделирования, было оценено в 1.7 мас. % [Рахимов, 2020б].

Истощение апатита хлором на гидротермальной стадии свидетельствует о Cl-недосыщенном состоянии водного флюида и может быть связано с замещением Cl⁻ на OH⁻ в его структуре. Это согласуется с нестабильностью Cl-apatита в гидротермальных условиях [Riker et al., 2014]. Фтор ведет себя довольно инертно, и его концентрация меняется в узком диапазоне, тогда как средняя концентрация хлора в Ar-2 в 4 раза ниже, чем в Ar-1. На вариационных диаграммах (см. рис. 8, *κ—п*) содержание F в Ar-2 практически не меняется либо слабо растет с ростом содержания Ca, Fe и Mg, в то время как концентрация Cl снижается. О недосыщенности гидротермального раствора хлором свидетельствуют также составы хлорита и серпентина, в которых концентрация Cl практически не превышает пределов его обнаружения (<0.03 мас. %), тогда как содержание F достигает 0.2 мас. % [Рахимов, 2021 и наши неопубликованные данные].

Таким образом, особенности F-Cl-состава изученных апатитов худолазовского комплекса свидетельствуют либо об изначально низком содержании Cl в магме (относительно других сульфидно-магматических систем) с постепенным отделением Cl во флюидную фазу, либо о раннем отделении Cl в паровую фазу, возможно, еще до поступления магмы в места консолидации интрузий.

Геохимия серы и халькофильных элементов. Низкая концентрация S в Ar-1 отчасти связывается нами с ранним сульфидным насыщением силикатной магмы ($T > 1100$ °C), в связи с чем большая часть серы распределяется в несмешиваемый сульфидный расплав еще до начала кристаллизации апатита [Rakhimov et al., 2021]. Во многом из-за этой же причины, на наш взгляд, неизменный магматический апатит обеднен Co, Ni и халькофильными микроэлементами (Zn, Cd, Pb, Bi и др.). Известно, что халькофильные элементы обладают чрезвычайно высокой совместимостью с сульфидной жидкостью [Patten et al., 2013]. Это служит еще одним подтверждением того, что апатит не являлся одной из самых ранних ликвидусных фаз. Следует отметить, что в рудоносных базитах комплексов Садбери и Норильской группы первичные апатиты также бедны серой [Warner et al., 1998; Серова, Спиридонов, 2018].

Обогащение Ar-2 серой происходило в условиях высокой концентрации S (в форме SO₄²⁻) и фугитивности кислорода в гидротермальном флюиде за счет интенсивного растворения первичных сульфидов [Рахимов и др., 2021]. Это подтверждается тем, что в некоторых анализах серпентина, замещающего оливин, также было выявлено повышенное содержание серы (SO₃ до 0.5 мас. %). Исследования показывают, что сера может входить в апатит в различной степени окисления (S⁶⁺, S⁴⁺, S²⁻, S⁻), что определяется фугитивностью кислорода в системе [Sadove et al., 2019]. Растворение сульфидов привело к обогащению гидротермального флюида Co, Ni и халькофильными элементами (Zn, Cd, Pb, Bi и др.), с чем было связано и накопление в Ar-2 указанных элементов. Таким образом, содержание серы в апатите из неизменных пород худолазовского комплекса не является показателем низкого потенциала интрузий в отношении Cu-Ni сульфидного оруденения. При этом на сульфидную специализацию комплекса более явно указывают составы метасоматизированных апатитов, обогащенных S, Co, Ni и халькофильными элементами за счет их гидротермального выноса из первичных сульфидных минералов.

Дифференциация редкоземельных элементов и окислительно-восстановительные условия среды. Апатит является минералом-концентратором редкоземельных элементов и используется как индикатор процессов фракционирования REE в разных флюидно-магматических системах [Pan et al., 2016; Kmetz et al., 2017a; Andersson et al., 2019]. Результаты ЛА-ИСП-МС показали обогащенность изучаемых апатитов в REE ($\Sigma\text{REE} = 1.1—3.0$ мас. %), независимо от их локализации — в безрудных породах (обр. D₄-15) или во вкрапленных Cu-Ni сульфидных рудах (обр. 3485). К примеру, апатиты из Cu-Ni сульфидных руд комплекса Цзиньчуань в несколько раз беднее REE по сравнению с апатитами из рудовмещающих лерцолитов ($\Sigma\text{REE} = 0.2$ против 0.7—1.5 мас. %), что дало основание интерпретировать их как продукт кристаллизации сульфидного расплава, в отличие от REE-обогащенных апатитов — производных от силикатного расплава [Liu et al., 2021].

Для выделенных типов апатита (Ar-1 и Ar-2) хондрит-нормализованные спектры распределения REE схожи по отчетливому преобладанию LREE (см. рис. 7, *а*). Характер спектров распределения REE, нормированных на состав пород, в которых изучался апатит, отличается незначительно (см. рис. 7, *б*). Величина $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{порода}} = 1.2—3.5$ (в Ar-2 выше, чем в Ar-1) согласуется с предпочтительным накоплением в апатите LREE по сравнению с HREE [Green, Watson, 1982]. Один из нормированных на состав породы спектров (обр. 1433) отличается от других преобладанием MREE над LREE и HREE. С одной стороны, это согласуется с данными о более высоких коэффициентах распределения для MREE между апатитом и базальтовым расплавом относительно других REE [Prowatke, Klemme, 2006]. С другой стороны, это подразумевает иные условия кристаллизации этого кристалла апатита по сравнению с остальными изученными, вероятно, на более ранней стадии — изученное зерно идиоморфно и находится в сростке с плагиоклазом, тогда как остальные — в сростках с амфиболом.

Абсолютные содержания REE в апатите и величина Eu- и Ce-аномалий могут быть использованы для оценки редокс-условий, присущих магме или гидротермальному флюиду [Drake, 1975; Cao et al., 2012; Mao et al., 2016; Pan et al., 2016; и др.]. Глубокая отрицательная Eu-аномалия согласуется с предпочтительным фракционированием европия (Eu^{2+}) в плагиоклаз [Sun et al., 2017], кристаллизовавшейся раньше или одновременно с апатитом в изучаемой системе. Полученные значения Eu-аномалии для нормированных на валовую пробу содержаний ($(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{порода}}$) идентичны хондрит-нормированным (в $\text{Ap-1} = 0.32\text{--}0.53$, в $\text{Ap-2} = 0.62\text{--}0.79$). Это указывает на рост фугитивности кислорода на гидротермальном этапе, поскольку европий обычно входит в структуру апатита в трехвалентной форме (как и все REE), а не в двухвалентной [Watson, Green, 1981; Cao et al., 2012]. Для гранитных систем на основе величин Eu/Eu^* и Ce/Ce^* была разработана дискриминационная диаграмма с выделением полей составов апатитов, образовавшихся в умеренно-восстановительной, умеренно-окислительной и окислительной обстановках [Cao et al., 2012]. Вычисленные значения $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{--}0.77$ и $\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.92\text{--}0.95$ для изученных апатитов соответствуют тренду с постепенным переходом от умеренно-восстановительных условий к окислительным — от Ap-1 к Ap-2 . Эту тенденцию подтверждает и факт накопления сульфатной серы в Ap-2 [Imai, 2002]. Уменьшение величины отрицательной Eu-аномалии в Ap-2 относительно Ap-1 могло произойти за счет более интенсивного выноса европия из плагиоклаза по сравнению с другими REE, например при его серицитизации [Krneta et al., 2017b]. В пользу этого дополнительно свидетельствует более высокая концентрация Sr в Ap-2 относительно Ap-1 , поскольку плагиоклаз является также одним из основных носителей Sr в магматических породах [Sun et al., 2017].

В различных метасоматических системах широко развит процесс распада богатого редкоземельными элементами апатита на REE-обедненный апатит с эндотаксическими вростками монацита, анкилита и других REE-минералов [Harlov, 2015; Broom-Fendley et al., 2016; Krneta et al., 2017b]. Предполагается, что субсолидусное выделение REE-минералов характерно преимущественно для неоднородных (в том числе зональных) кристаллов апатита [Harlov et al., 2002], тогда как в изученных нами кристаллах апатита не наблюдается признаков неоднородного распределения REE.

Дискриминационные металлогенические диаграммы. Концентрации примесных литофильных элементов в апатитах (например, Mn, Sr, REE и Y) применяются для разделения разных рудоносных формаций [Belousova et al., 2002; Холоднов и др., 2010; Cao et al., 2012; Mao et al., 2016; Azadbakht et al., 2018; Zafar et al., 2019; Andersson et al., 2019]. На существующих диаграммах отсутствуют поля составов апатитов из пород сульфидоносных расслоенных комплексов и Cu-Ni сульфидных руд. На популярные бинарные дискриминационные диаграммы Y—Sr и Mn—Sr (рис. 10) мы нанесли составы апатитов худолазовского комплекса и других сульфидоносных комплексов (по литературным данным). Для построения использовались содержания, превышающие пределы обнаружения элементов, но для некоторых заимствованных анализов отсутствуют сведения о пределах обнаружения микрозондовым

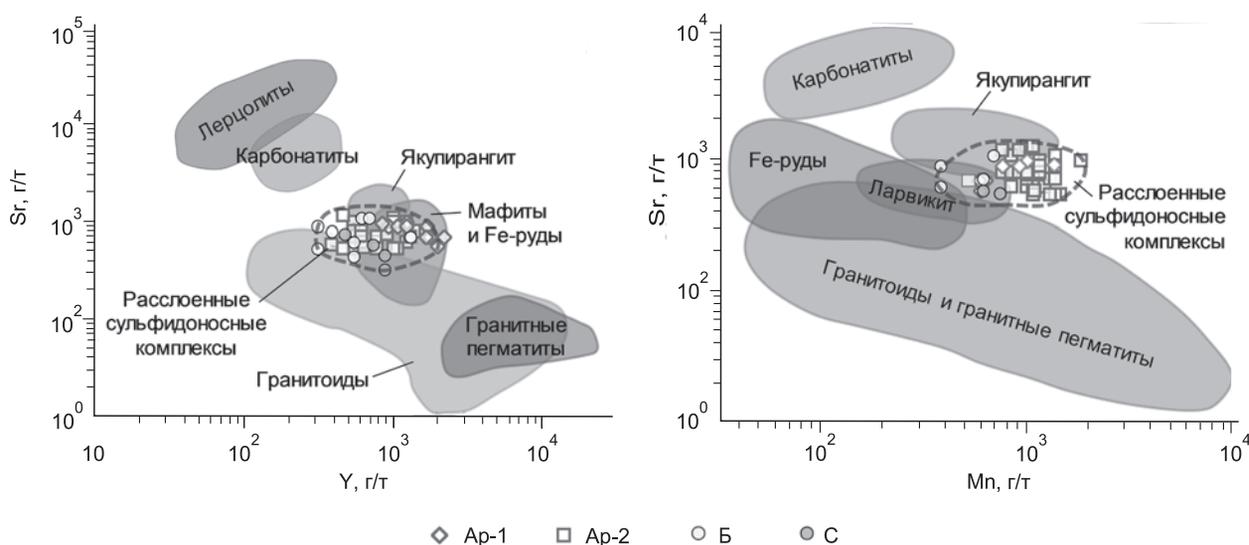


Рис. 10. Бинарные дискриминационные диаграммы Y—Sr (а) и Mn—Sr (б) для апатитов из расслоенных сульфидоносных комплексов (штриховая линия): худолазовского комплекса (Ap-1 , Ap-2), Бушвелда (Б) [Boudreau, Kruger, 1990] и Садбери (С) [Warner et al., 1998].

Поля составов апатитов из различных типов рудоносных формаций взяты из [Belousova et al., 2002].

методом, поэтому для них мы применили значения пределов из наших аналитических работ. На диаграмме Y—Sr (см. рис. 10) точки составов апатитов из худолазовского комплекса (Ap-1 и Ap-2), апатиты из Бушвельда (нориты, лейконориты и анортозиты, риф Меренского) и апатиты из Садбери (кварцевые габбро и гранодиориты, северо-западный лимб) образуют совместное компактное поле, но существенно перекрывающееся с составами апатитов из якупирангитов, мафических пород и магматических железных руд, ассоциирующих с щелочными вулканитами. На диаграмме Mn—Sr (см. рис. 10) составы изучаемых апатитов также образуют довольно компактное поле — частично обособленное и частично перекрывающееся с полями составов апатитов из других типов рудоносных формаций. Таким образом, с одной стороны, становится очевидным, что составы апатитов из разных сульфидоносных комплексов мира могут быть схожи по уровню концентраций примесных элементов (Mn, Sr, Y и других) и на основе этого возможна интерпретация рудной специализации вмещающих пород. С другой стороны, на представленных диаграммах Y—Sr и Mn—Sr поля составов апатитов из сульфидоносных комплексов существенно перекрываются с полями составов апатитов из других рудоносных формаций, что накладывает некие неопределенности для четкой идентификации расслоенных комплексов. Мы полагаем, что в построении дополнительных, более контрастных дискриминационных диаграмм для отличия сульфидоносных расслоенных комплексов от других рудоносных формаций нужно использовать не только литофильные, но и халькофильные и сидерофильные элементы.

В ходе текущих исследований был обнаружен резорбированный кристалл, отвечающий фтористо-му гидроксилapatиту, значительно обедненному примесными элементами. Состав такого апатита вряд ли может быть использован не только для работы с дискриминационными металлогеническими диаграммами, но и для интерпретации условий кристаллизации магматического расплава. По всей видимости, состав такого апатита является свидетельством его пребывания в низкотемпературных метасоматических или метаморфических условиях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены исследования морфологии и химического состава аксессуарных апатитов из свежих и метасоматизированных ультрамафит-мафитов сульфидоносных интрузий худолазовского комплекса. Полученные результаты позволили выделить две группы апатитов: 1) «магматогенный» неизменный апатит (Ap-1), развитый в неизменных и слабоизмененных образцах пород; 2) «метасоматизированный» апатит (Ap-2), развитый в интенсивно метасоматизированных породах/участках пород.

Ap-1 представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, находящимися в сростках с плагиоклазом, пироксеном и гидроксилсодержащими силикатами (амфиболом и флогопитом). Он характеризуется относительно высоким содержанием хлора (0.7—1.2 мас. % Cl) и очень низким содержанием серы (<0.05 мас. % SO₃). Установлено, что уровень концентраций Fe и Mg в Ap-1 может являться индикатором степени мафичности исходного расплава, что может быть полезно при изучении детритовых апатитов. Ap-1 также обогащен редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 2.2\text{—}3.0$ мас. %), характеризуется глубокой отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{—}0.58$) и обеднен Co, Ni и халькофильными микроэлементами. Особенности распределения петрогенных элементов в неизменном апатите позволили выявить две его генерации в худолазовском комплексе — раннюю ($T \geq 1000$ °C, CaO < 54 мас. %), кристаллизовавшуюся близодновременно с Ca-плагиоклазом, и позднюю ($T \geq 700$ °C, CaO > 55 мас. %), которая кристаллизовалась с Na-плагиоклазом, амфиболом и флогопитом.

Ap-2 представлен блочно-трещиноватыми кристаллами, иногда с отрывом и изгибом блоков друг относительно друга, что отражает процесс деформационного воздействия вторичных силикатных минералов на магматогенный апатит. Ap-2 отличается низкой концентрацией хлора (0.0n—0.5 мас. % Cl) и повышенной концентрацией серы (0.06—0.93 мас. % SO₃). Он беднее редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 1.1\text{—}2.1$ мас. %) при более высокой величине Eu-аномалии ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.61\text{—}0.77$). Характерны повышенные концентрации Co, Ni и халькофильных микроэлементов (Zn, Cd, Pb, Bi и др.). Вариации петрогенных элементов (Si, Fe, Mg, Na и др.) в Ap-1 и Ap-2 во многом различаются, что связывается с воздействием гидротермального флюида. Увеличение значения Eu/Eu^* указывает на рост фугитивности кислорода на постмагматической стадии.

Содержание фтора в обеих группах апатитов меняется в одинаковых диапазонах (0.6—1.7 мас. % F), что определяется относительной инертностью фтора при метасоматических процессах. Низкое содержание серы в апатите из неизменных пород вряд ли может быть показателем низкого потенциала вмещающих интрузий в отношении сульфидного Cu-Ni оруденения. На сульфидную Cu-Ni специализацию худолазовского комплекса более явно указывают составы метасоматизированных апатитов, обогащенных S, Co, Ni и халькофильными элементами за счет их гидротермального выноса из первичных сульфидных минералов. Составы апатитов из разных расслоенных комплексов мира (худолазовский комплекс, Бушвельд, Садбери) схожи по уровню концентраций примесных литофильных элементов

(Mn, Sr, Y), что может лечь в основу построения новых дискриминационных металлогенических диаграмм с полями составов апатитов из массивов, несущих Cu-Ni сульфидное оруденение.

Авторы выражают благодарность рецензентам А.Ю. Баркову и Э.В. Соколу за полезные критические замечания, позволившие значительно улучшить качество статьи. Авторы признательны И.А. Даниленко за помощь в проведении микронзондовых исследований.

Исследования проведены в рамках госбюджетных тем ИГ УФИЦ РАН (№ FMRS-2022-0012) и ИГГ УрО РАН (№ 0393-2016-0020, № госрегистрации АААА-А18-118052590029-6).

ЛИТЕРАТУРА

Барков А.Ю., Шарков Е.В., Никифоров А.А., Королюк В.Н., Сильянов С.А., Лобастов Б.М. Вариации составов апатита и минералов редких земель в связи с трендами кристаллизации в расслоенном массиве Мончеплутон (Кольский полуостров) // Геология и геофизика, 2021, т. 62 (4), с. 528—548.

Генкин А.Д., Васильева В.В., Яковлевская Т.А. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений, 1961, № 2, с. 100—108.

Кухаренко А.А. Минералогия россыпей. М., Госгеолтехиздат, 1961, 320 с.

Метасоматизм и метасоматические породы / Под ред. В.А. Жарикова, В.Л. Русинова. М., Научный мир, 1998, 492 с.

Минералы-концентраторы *d*- и *f*-элементов: локальные спектроскопические и ЛА-ИСП-МС исследования состава, структуры и свойств, геохронологические приложения / Ред. С.Л. Вотяков. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2020, 424 с.

Рахимов И.Р. Геология, петрология и рудоносность позднедевонско-карбонового интрузивного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала: Автореф. дис. ... к. г.-м. н. Уфа, 2017, 18 с.

Рахимов И.Р. Минералогия и главные аспекты петрологии массива Малютка худолазовского комплекса (Южный Урал) // Вестник геонаук, 2020а, № 1, с. 8—18.

Рахимов И.Р. Петрология и геохимия массива Ташлы-Тау, худолазовский дифференцированный комплекс, Южный Урал // Вестник ВГУ. Серия Геология, 2020б, № 2, с. 44—57.

Рахимов И.Р. Магматические и постмагматические минеральные ассоциации пород массива Малютка (худолазовский комплекс Южного Урала) // Вестник Пермского ун-та. Серия Геология, 2021, т. 20, № 2, с. 99—109.

Рахимов И.Р., Вишневский А.В., Савельев Д.Е., Салихов Д.Н., Владимиров А.Г. Полигенная (магматогенно-гидротермальная) сульфидно-платинометаллическая минерализация худолазовского комплекса (Южный Урал) // Геология рудных месторождений, 2021, т. 63, № 4, с. 354—381.

Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г. Фтор и хлор в апатитах, слюдах и амфиболах расслоенных трапповых интрузий Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2018, т. 59 (4), с. 453—466.

Салихов Д.Н., Пшеничный Г.Н. Магматизм и оруденение зоны ранней консолидации Магнитогорской эвгеосинклинали. Уфа, БФАН СССР, 1984, 112 с.

Салихов Д.Н., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Рахимов И.Р. Магнитогорская зона Южного Урала в позднем палеозое: магматизм, флюидный режим, металлогения, геодинамика. М, Наука, 2019, 392 с.

Серова А.А., Спиридонов Э.М. Три типа апатита в норильских сульфидных рудах // Геохимия, 2018, № 5, с. 474—484.

Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М., Наука, 1987, 232 с.

Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, УрО РАН, 2002, 392 с.

Холоднов В.В., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В. Геохимия апатита в интрузивных породах Урала, характеризующихся различной рудной специализацией // Труды ИГГ УрО РАН, 2010, № 157, с. 190—195.

Холоднов В.В., Салихов Д.Н., Шагалов Е.С., Коновалова Е.В., Рахимов И.Р. Роль галогенов и серы в апатитах при оценке потенциальной рудоносности позднепалеозойских габброидов западно-магнитогорской зоны (Ю. Урал) на Cu-Ni, Fe-Ti и Au оруденение // Минералогия, 2015, № 3, с. 45—61.

Andersson S.S., Wagner T., Jonsson E., Fusswinkel T., Whitehouse M.J. Apatite as a tracer of the source, chemistry and evolution of ore-forming fluids: The case of the Olserum-Djupedal REE-phosphate mineralization, SE Sweden // Geochim. Cosmochim. Acta, 2019, v. 255, p. 163—187.

Azadbakht Z., Lentz D.R., McFarlane C.R.M. Apatite chemical compositions from Acadian-related granitoids of New Brunswick, Canada: Implications for petrogenesis and Metallogenesis // Minerals, 2018, v. 8, Article 598.

Barkov A.Y., Nikiforov A.A. Compositional variations of apatite, fractionation trends, and a PGE-bearing zone in the Kivakka Layered Intrusion, Northern Karelia, Russia // Can. Mineral., 2016, v. 54 (2), 475—490.

Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // *J. Geochem. Explor.*, 2002, v. 76, p. 45—69.

Boudreau A. Halogens in layered intrusions // *Hydromagmatic processes and platinum-group element deposits in layered intrusions*. Cambridge, Cambridge University Press, 2019, p. 75—100.

Boudreau A.E., Kruger F.J. Variation in the composition of apatite through the Merensky cyclic unit in the western Bushveld Complex // *Econ. Geol.*, 1990, v. 85 (4), p. 737—745.

Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // *J. Petrol.*, 1986, v. 27, p. 967—986.

Boudreau A.E., Love C., Hoatson D.M. Variation in the composition of apatite in the Munni Munni Complex and associated intrusions of the West Pilbara Block, Western Australia // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1993, v. 57 (18), p. 4467—4477.

Broom-Fendley S., Styles M.T., Don Appleton J., Gunn G., Wall F. Evidence for dissolution-reprecipitation of apatite and preferential LREE mobility in carbonatite-derived late-stage hydrothermal processes // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101 (3), p. 596—611.

Cao M., Li G., Qin K., Seitmuratova E.Y., Liu Y. Major and trace element characteristics of apatites in granitoids from Central Kazakhstan: Implications for petrogenesis and mineralization // *Resour. Geol.*, 2012, v. 62, p. 63—83.

Cawthorn R.G. Formation of chlor- and fluor-apatite in layered intrusions // *Mineral. Mag.*, 1994, v. 58, p. 299—306.

Chelle-Michou C., Chiaradia M. Amphibole and apatite insights into the evolution and mass balance of Cl and S in magmas associated with porphyry copper deposits // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2017, v. 172, p. 1—26.

Drake M. The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1975, v. 39, p. 55—64.

Green T.H., Watson E.B. Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to 'Orogenic' rock series // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 1982, v. 79, p. 96—105.

Harlov D.E. Apatite: a fingerprint for metasomatic processes // *Elements*, 2015, v. 11, p. 171—176.

Harlov D.E., Andersson U.B., Förster H.-J., Nyström J.O., Dulski P., Broman C. Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, Northern Sweden // *Chem. Geol.*, 2002, v. 191, p. 47—72.

Hughes J.M., Rakovan J. The crystal structure of apatite, $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F},\text{OH},\text{Cl})$ // *Rev. Mineral. Geochem.*, 2002, v. 48 (1), p. 1—12.

Imai A. Metallogenesis of porphyry Cu deposits of the western Luzon arc, Philippines: K-Ar ages, SO_3 contents of microphenocrystic apatite and significance of intrusive rocks // *Res. Geol.*, 2002, v. 52, p. 147—161.

Krneta S., Ciobanu C.L., Cook N.J., Ehrig K., Kontonikas-Charos A. Rare Earth Element Behaviour in Apatite from the Olympic Dam Cu—U—Au—Ag Deposit, South Australia // *Minerals*, 2017a, v. 7, № 135.

Krneta S., Cook N.J., Ciobanu C.L., Ehrig K., Kontonikas-Charos A. The Wirrda Well and Acropolis prospects, Gawler Craton, South Australia: Insights into evolving fluid conditions through apatite chemistry // *J. Geochem. Explor.*, 2017b, v. 181, p. 276—291.

Ladenburger S., Marks M.A.W., Upton B., Hill P., Wenzel T., Markl G. Compositional variation of apatite from rift-related alkaline igneous rocks of the Gardar Province, South Greenland // *Am. Mineral.*, 2016, v. 101 (3), p. 612—626.

Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch, W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineral. Mag.*, 1997, v. 61, p. 295—321.

Libourel G., Deloule E., Toplis M.J. Phosphorus partitioning in basalts: an experimental and ion probe study // *Goldschmidt Conference*. Edinburgh, 1994, p. 527—528.

Liu M.-Y., Zhou M.-F., Chen X.-G. Contrasting geochemistry of apatite from peridotites and sulfide ores of the Jinchuan Ni-Cu sulfide deposit, NW China // *Econ. Geol.*, 2021, v. 116 (5), p. 1073—1092.

Lyubetskaya T., Korenaga J. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance // *J. Geophys. Res.*, 2007, v. 112, p. 1—21.

Mao M., Rukhlov A.S., Rowins S.M., Spence J., Coogan L.A. Apatite trace element compositions: A robust new tool for mineral exploration // *Econ. Geol.*, 2016, v. 111 (5), p. 1187—1222.

Moore F., Modabberi S. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: New isotopic and geochemical evidence // *J. Sci. Islamic Republic of Iran*, 2003, v. 14 (3), p. 259—269.

Morton A., Yaxley G. Detrital apatite geochemistry and its application in provenance studies // *Geol. Soc. Am., Spec. Pap.*, 2007, v. 420, p. 319—344.

O'Sullivan G., Chew D., Kenny G.G., Henrichs I.A., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // *Earth Sci. Rev.*, 2019, v. 201, p. 20.

Pan L.-C., Hua R.-Zh., Wang X.-S., Bi X.-W., Zhu J.-J., Li C. Apatite trace element and halogen compositions as petrogenetic-metallogenic indicators: Examples from four granite plutons in the Sanjiang region, SW China // *Lithos*, 2016, v. 254—255, p. 118—130.

Patten C., Barnes S.-J., Mathez E.A., Jenner F.E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // *Chem. Geol.*, 2013, v. 358, p. 170—188.

Prowatke S., Klemme S. Trace element partitioning between apatite and silicate melts // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2006, v. 70 (17), p. 4513—4527.

Raič S., Mogessie A., Krenn K., Hauenberger C.A., Tropper P. Deciphering magmatic and metasomatic processes recorded by fluid inclusions and apatite within the Cu-Ni ± PGE-sulfide mineralized Bathub Intrusion of the Duluth Complex, NE Minnesota, USA // *J. Petrol.*, 2018, v. 59 (6), p. 1167—1192.

Rakhimov I.R., Vishnevskiy A.V., Saveliev D.E. Geochemical evolution of PGE-sulfide mineralization of the Khudolaz differentiated complex in the South Urals: The role of R-factor and hydrothermal alteration // *Ore Geol. Rev.*, 2021, v. 138, p. 1—22, doi: 10.1016/j.oregeorev.2021.104411.

Riker J., Humphreys M., Brooker R.A. Apatite as a tool for tracking magmatic CO₂ contents // *Am. Geophys. Union, Fall Meeting*, 2014, abstract id. V12A-02.

Sadove G., Konecke B.A., Fiege A., Simon A.C. Structurally bound S²⁻, S¹⁻, S⁴⁺, S⁶⁺ in terrestrial apatite: The redox evolution of hydrothermal fluids at the Phillips mine, New York, USA // *Ore Geol. Rev.*, 2019, v. 107, p. 1084—1096.

Slaby E. Record of magma differentiation in apatite from Karkonosze hybrids — preliminary results // *Polskie Towarzystwo Mineralogiczne — Prace Specjalne (Mineralogical Society of Poland — Special Papers)*, 2006, v. 29, p. 196—199.

Sun C., Graff M., Liang Y. Trace element partitioning between plagioclase and silicate melt: The importance of temperature and plagioclase composition, with implications for terrestrial and lunar magmatism // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 2017, v. 206, p. 273—295.

Teiber H., Marks M.A.W., Arzamastsev A.A., Wenzel T., Markl G. Compositional variation in apatite from various host rocks: clues with regards to source composition and crystallization conditions // *Neues Jahrbuch fuer Mineralogie, Abhandlungen*, 2015, v. 192 (2), p. 151—167.

Toplis M.J., Libourel G., Carroll M.R. The role of phosphorus in crystallization processes of basalt: an experimental study // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1994, v. 58, p. 797—810.

Valsami-Jones E., Ragnarsdottir K.V., Putnis A., Bosbach D., Kemp A.J., Cressey G. The dissolution of apatite in the presence of aqueous metal cations at pH 2—7 // *Chem. Geol.*, 1998, v. 151, p. 215—233.

Warner S., Martin R.F., Abdel-Rahman A.-F.M., Doig R. Apatite as a monitor of fractionation, degassing, and metamorphism in the Sudbury igneous complex, Ontario // *Canad. Miner.*, 1998, v. 36, p. 981—999.

Watson B.E., Green T.H. Apatite/liquid partition coefficients for the rare earth elements and strontium // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1981, v. 56, p. 405—421.

Webster J.D., Sintoni M.F., De Vivo B. The partitioning behavior of Cl, S, and H₂O in aqueous vapor- ± saline-liquid saturated phonolitic and trachytic melts at 200 MPa // *Chem. Geol.*, 2009, v. 263, p. 19—36.

Zafar T., Leng C.-B., Zhang X.-C., Rehmand H.U. Geochemical attributes of magmatic apatite in the Kukaazi granite from western Kunlun orogenic belt, NW China: Implications for granite petrogenesis and Pb-Zn (-Cu-W) mineralization // *J. Geochem. Explor.*, 2019, v. 204, p. 256—269.

Zirner A.L.K., Marks M.A.W., Wenzel T., Jacob D.E., Markl G. Rare earth elements in apatite as a monitor of magmatic and metasomatic processes: The Ilímaussaq complex, South Greenland // *Lithos*, 2015, v. 228—229, p. 12—22.

*Поступила в редакцию 6 сентября 2021 г.,
принята в печать 1 марта 2022 г.*