

УДК 549

DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3

МИНЕРАЛЫ РЗЭ В ЧЕРНЫХ СЛАНЦАХ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКОЙ МИХАЙЛОВСКОЙ СВИТЫ (БАЙКАЛО-ПАТОМСКОЕ НАГОРЬЕ, СИБИРЬ)**Е.Е. Паленова, Е.А. Рожкова, Е.В. Белогуб, М.А. Рассомахин***Институт минералогии, Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН,
г. Миасс, Челябинская обл., 456317 Россия; palenova@mineralogy.ru*

Статья поступила в редакцию 27.06.2022 г., принята к печати 19.07.2022 г.

REE MINERALS IN BLACK SHALES OF THE PALEOPROTEROZOIC MIKHAILOVKA FORMATION (BAIKAL-PATOM HIGHLAND, SIBERIA)**E.E. Palenova, E.A. Rozhkova, E.V. Belogub, M.A. Rassomakhin***Institute of Mineralogy, South Urals Federal Research Center of Mineralogy and Geoecology UB RAS,
Miass, Chelyabinsk Region, 456317 Russia; palenova@mineralogy.ru*

Received 27.06.2022, accepted 19.07.2022

Аннотация. В статье охарактеризована редкоземельная минерализация из углеродистых метapelитов михайловской свиты раннего протерозоя – наиболее древнего золотоносного горизонта Ленской провинции (Бодайбинский район Иркутской области). Степень метаморфизма исследованных образцов не превышает условий хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации (изограда ильменита-пирротина). Главный минерал-концентратор РЗЭ – алланит – имеет метаморфогенную природу и кристаллизовался до последнего этапа пластической деформации и складкообразования. Источниками вещества для его образования предполагаются сорбированные на органическом веществе и глинистых минералах РЗЭ и Th, а также детритовый монацит. Поздние гидротермально-метасоматические процессы привели к его замещению гидроксикарбонатами (гидроксибастнезит, анкилит) и водными фосфатами легких РЗЭ (рабдофан?), при этом Th осаждался в виде водосодержащего силиката. Также описаны находки низкотемпературных метаморфогенных монацита и ксенотима.

Ключевые слова: минералы РЗЭ, монацит, рабдофан, бастнезит, анкилит, Ленская золотоносная провинция, метаморфизм, мусковит-хлоритовая субфация.

Abstract. The paper characterizes REE mineralization from carbonaceous metapelites of the Paleoproterozoic Mikhailovka Formation, which is the most ancient gold-bearing horizon of the Lena province (Bodaibo district, Irkutsk region). The conditions of metamorphism of the studied samples do not exceed those of chlorite-muscovite subfacies of greenschist facies (ilmenite-pyrrhotite isograd). The metamorphic allanite is a main REE host, which crystallized before the last stage of plastic deformation and folding. The matter source for its formation is related to REE and Th absorbed on organic matter and clay minerals, as well as the detrital monazite. Late hydrothermal-metasomatic processes resulted in its replacement by hydroxycarbonates (hydroxybastnaesite, ancylite) and hydrous phosphates of light REEs (rhabdophane?), while Th precipitated as a hydrous silicate. Findings of low-temperature metamorphic monazite and xenotime are also described.

Keywords: REE minerals, monazite, rhabdophane, bastnaesite, ancylite, Lena gold-bearing province, metamorphism, muscovite-chlorite subfacies.

Для цитирования: Паленова Е.Е., Рожкова Е.А., Белогуб Е.В., Рассомахин М.А. Минералы РЗЭ в черных сланцах раннепротерозойской михайловской свиты (Байкало-Патомское нагорье, Сибирь). Минералогия, 8(3), 47–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3.

For citation: Palenova E.E., Rozhkova E.A., Belogub E.V., Rassomakhin M.A. REE minerals in black shales of the paleoproterozoic mikhailovka formation (Baikal-Patom highland, Siberia). Mineralogy, 8(3), 47–66. DOI: 10.35597/2313-545X-2022-8-3-3.

Введение

Использование редкоземельных элементов (РЗЭ) в качестве геохимических индикаторов обстановок, условий и истории формирования геологических объектов различного масштаба не теряет своей актуальности. РЗЭ наиболее мобильны в магматических, гидротермальных и метасоматических процессах (Колонин и др., 2001; Migdisov et al., 2016), менее – при метаморфизме низких и умеренных температур (Hellman et al., 1979; Ague, 2001) и условно инертны при высокотемпературном метаморфизме (Muecke et al., 1979; Гильберт и др., 1988; Bingen et al., 1996). Полистадийность метаморфизма, метасоматоза и рудообразования требует детального рассмотрения состава и распределения РЗЭ в минералах-концентраторах, в первую очередь, в новообразованных РЗЭ силикатах, фосфатах, и карбонатах. Подобные работы позволяют установить последовательность минералообразования, выделить его этапы, а также с помощью изотопных геохронометров установить время и продолжительность метаморфизма и гидротермально-метасоматических изменений.

Юго-восточная окраина Сибирской платформы и, в частности, Байкало-Патомское нагорье, привлекает исследователей как с точки зрения реконструкции ранних этапов становления Центрально-Азиатского орогенного пояса (Рыцк и др., 2011; Powerman et al., 2015; Skuzovatov et al., 2016; Chugaev et al., 2018 и цитируемые в них публикации), так и с позиций развития теории рудогенеза в углеродисто-терригенных комплексах (Буряк, Бакулин, 1998; Budyak et al., 2016; Prokofiev et al., 2019). Здесь расположена Ленская золотоносная провинция, которая приобрела мировую известность главным образом благодаря не утихающей научной полемике о происхождении золотого оруденения гигантского месторождения Сухой Лог (Буряк, Хмелевская, 1997; Distler et al., 2004; Вуд, Попов, 2006; Large et al., 2007; Кряжев и др., 2009; Chugaev et al., 2022). Золотое оруденение в пределах провинции приурочено к протерозойским углеродистым турбидитам. Так, раннепротерозойские отложения кевактинской серии вмещают месторождение Чертово Кoryто (Yudovskaya et al., 2016), в тепторгинской серии среднего протерозоя известно Ходоканское месторождение (Ланда и др., 2006). Основные запасы рудного золота, в том числе месторождение Сухой Лог, залегают в различных свитах дальне-тайгинской, жуинской и юдомской серий позднего

протерозоя (Иванов, 2014 и цитируемые публикации). Таким образом, золоторудная минерализация охватывает различные по времени и геодинамическим условиям накопления стратиграфические горизонты (рис. 1).

Генезис коренных месторождений Ленской провинции обсуждается с открытия Сухого Лога в 1969 г. (Буряк, 1982), для которого главным образом и разрабатывались модели рудообразования. Ряд исследователей признают существенную роль процессов докембрийского осадконакопления в первичном концентрировании металла, а его дальнейшее перераспределение и формирование рудных тел связывают с процессами метаморфизма (Немеров, 1989; Буряк, Хмелевская, 1997; Large et al., 2007; Budyak et al., 2016). По другой точке зрения основным источником золота являлись палеозойские гранитоиды и орогенный метаморфизм (Шер, 1972; Рундквист и др., 1992; Distler et al., 1996; Кучеренко и др., 2011). Обе гипотезы имеют ряд слабых и сильных сторон, поэтому существуют попытки увязать процессы рудогенеза с многостадийной геологической историей региона (Meffre et al., 2008; Кряжев и др., 2009).

Объектом для исследования выбрана михайловская свита раннего протерозоя – наиболее древний золотоносный стратиграфический уровень в пределах Ленской провинции (Иванов, 2014). Свита вмещает крупное месторождение Чертово Кoryто (Yudovskaya et al., 2016 и цитируемая литература), общие запасы которого превышают 90 т Au (https://polyus.com/ru/operations/development_projects/chertovo-koryto/), а также ряд перспективных проявлений золота. По данным U-Pb датирования детритовых цирконов максимальный возраст накопления михайловской свиты определен как 1961 ± 20 млн лет (Palenova et al., 2019). Также была обнаружена популяция цирконов с конкордантным возрастом 524–702 млн лет, появление которой интерпретировано как нарушение изотопной системы в древних метамиктных детритовых цирконах, перекристаллизованных в условиях высочайших параметров регионального метаморфизма (Palenova et al., 2019). Следует отметить, что продатированные цирконы отобраны из рудной зоны месторождения Чертово Кoryто, для вмещающих пород которого установлен проградный метаморфизм биотит-мусковит-хлоритовой субфации и, локально, цоизит-плагноклазовой, с наложенным ретроградным метаморфизмом мусковит-хлоритовой субфации и гидротермальными изменениями, проявленными

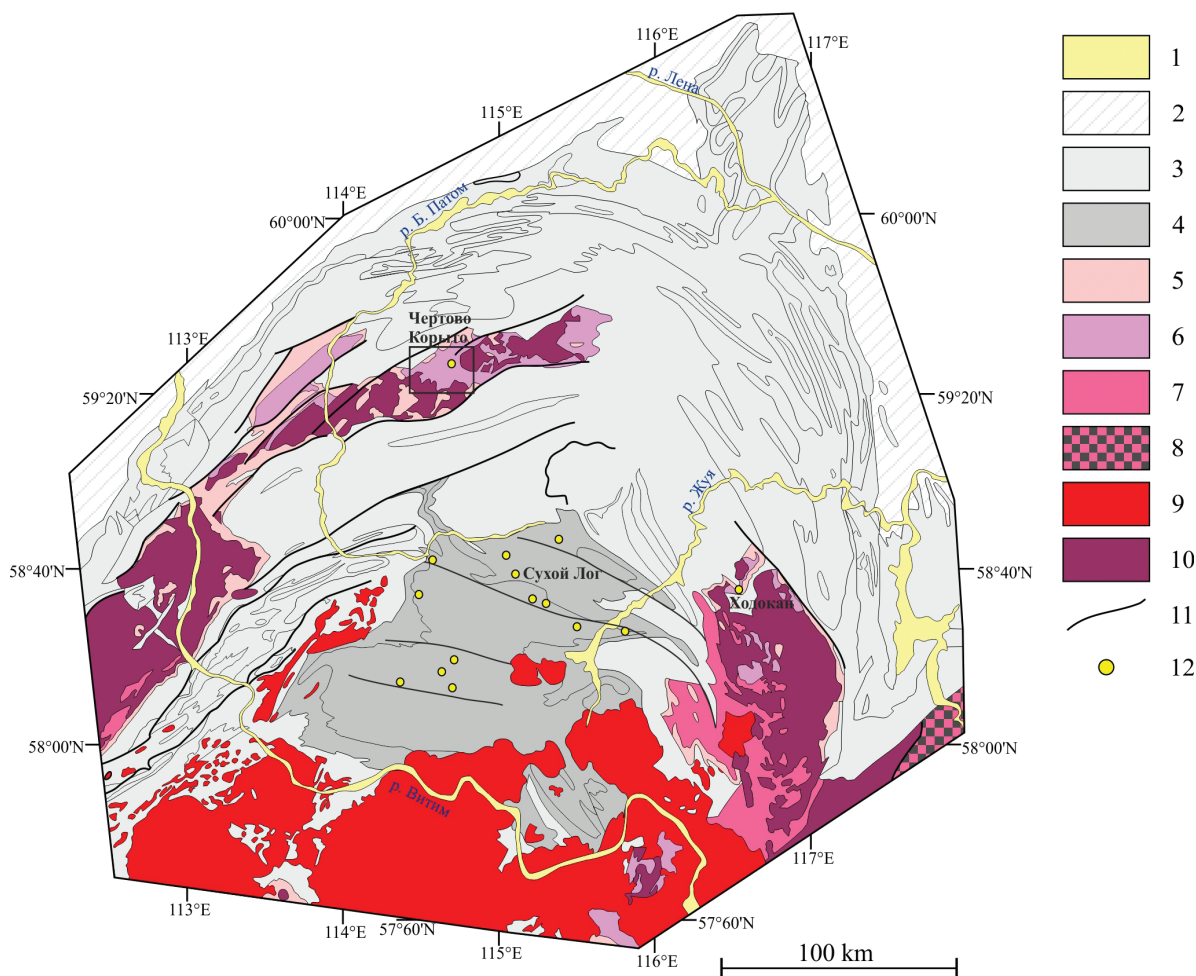


Рис. 1. Схема геологического строения Байкало-Патомского нагорья (по Иванов и др., 1995, с упрощениями).

1 – кайнозойские отложения; 2 – фанерозойские отложения Сибирской платформы; 3 – позднепротерозойские отложения нерасчлененные; 4 – позднепротерозойские отложения в пределах Бодайбинского синклинария нерасчлененные; 5 – тепторгинская серия среднего протерозоя; 6 – кевактинская серия раннего протерозоя; 7 – породы архейского кристаллического фундамента Сибирской платформы; 8 – Алданский щит; 9 – палеозойский граниты; 10 – протерозойские граниты; 11 – разломы; 12 – месторождения золота. Рамкой выделено положение месторождения Чертово Корято и объекта исследования.

Fig. 1. Scheme of geological structure of the Baikal-Patom Highlands, simplified after (Ivanov et al., 1995).

1 – Cenozoic sediments; 2 – Phanerozoic rocks of the Siberian Platform; 3 – unspecified Neoproterozoic rocks; 4 – unspecified Neoproterozoic rocks of Bodaibo Synclinorium; 5 – Mesoproterozoic Teptorgo Group; 6 – Paleoproterozoic Kevakta Group; 7 – rocks of the Archean crystalline basement of the Siberian Platform; 8 – Aldan Shield; 9 – Paleozoic granite; 10 – Proterozoic granite; 11 – faults; 12 – gold deposits. Rectangle shows the position of the Chertovo Koryto deposit and the object of study.

в окварцевании, сульфидизации и карбонатизации (Yudovskaya et al., 2016). Поэтому установление процесса, внесшего наибольший вклад в изменение изотопной системы цирконов и появление «молодой» популяции, требует дополнительных исследований.

Одним из перспективных направлений в решении этой проблемы, является исследование РЗЭ минералов, в том числе для дальнейшего использования в качестве геохронометров.

В статье приведены первые данные изучения РЗЭ минералов в углеродисто-терригенных метапелитах михайловской свиты, отобранных в фоновых осадочных породах за пределами месторождения Чертово Корято. Особое внимание уделено последовательности и вероятным условиям образования этих минералов.

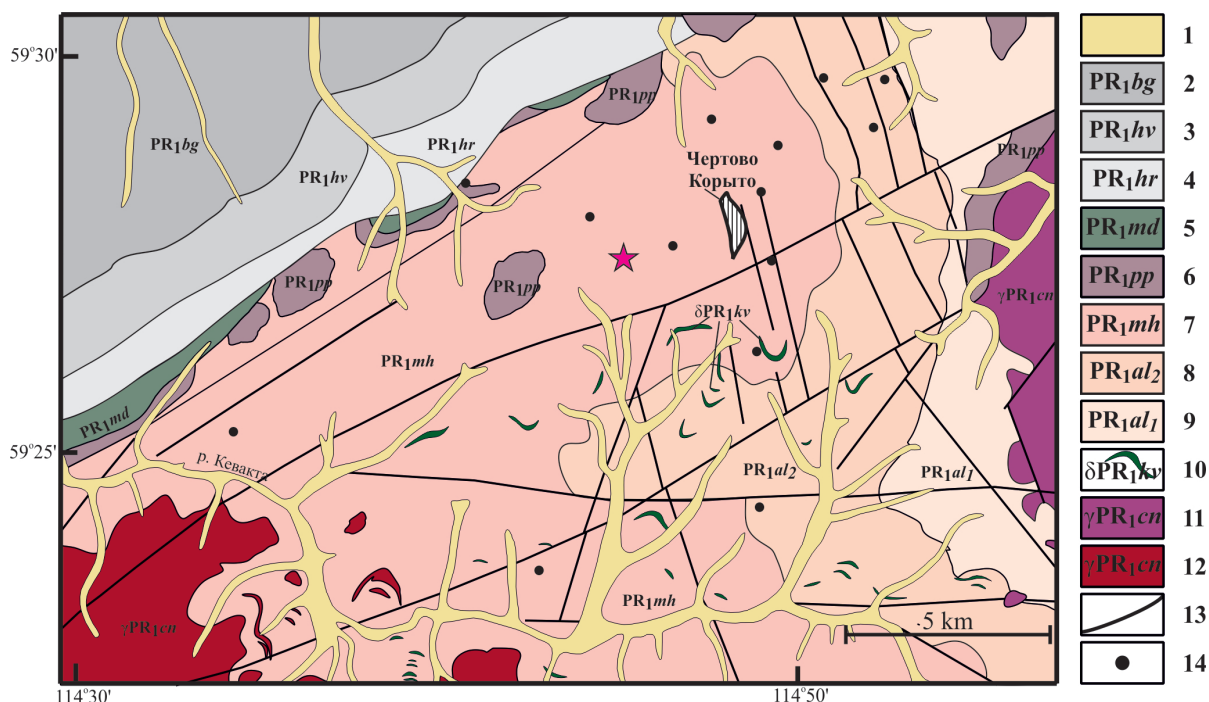


Рис. 2. Геологическое строение центральной части Тонодского поднятия, по (Yudovskaya et al., 2016).

1 – аллювиальные отложения четвертичного периода; 2–4 – терригенные отложения баллаганакхской серии позднего протерозоя, свиты: 2 – бугорихтинская, 3 – хайвергинская, 4 – харлухтакская; 5, 6 – среднепротерозойские отложения тепторгинской серии, свиты: 5 – медвежевская (песчаники, железистые кварциты), 6 – пурпольская (кварциты, песчаники, сланцы); 7–9 – раннепротерозойские отложения кевактинской серии, свиты: 7 – михайловская (углеродистые сланцы, песчаники), 8 – верхняя, 9 – нижняя подсвита албазинской свиты (терригенные отложения); 10–12 – магматические комплексы раннего протерозоя: 10 – кевактинский (диабазовые силлы), 11, 12 – чуйско-нечерский (11 – мусковитовые граниты, 12 – биотитовые граниты); 13 – разломы; 14 – известные проявления золота. Звездочкой отмечена площадь отбора образцов для исследования.

Fig. 2. Geological structure of the central part of the Tonoda uplift, after (Yudovskaya et al., 2016).

1 – Quaternary alluvial sediments; 2–4 – terrigenous rocks of the Neoproterozoic Ballaganakh Group, formations: 2 – Bugorikhta, 3 – Khaiverga, 4 – Kharlukhtakh; 5, 6 – Mesoproterozoic Teptorgo Group, formations: 5 – Medvezhevka (sandstones, BIFs), 6 – Purpol (quartzites, sandstones, shales); 7–9 – Paleoproterozoic Kevakta Group, formations: 7 – Mikhailovka (carbonaceous shales, sandstones), 8 – upper, 9 – lower subformations of the Albazinskaya Formation (terrigenous rocks); 10–12 – Paleoproterozoic igneous complexes: 10 – Kevakta (diabase sills), 11, 12 – Chuya-Nechera (11 – muscovite granite, 12 – biotite granite); 13 – faults; 14 – known occurrences of gold. The asterisk shows the sampling area.

Геологическое положение

Основными структурами Байкало-Патомского нагорья являются Патомский и Бодайбинский синклиналии, разделенные с запада на восток Чуйским, Тонодским и Нечерским поднятиями (рис. 1). Геологическое строение территории подробно рассмотрено в работах (Казакевич и др., 1971; Иванов и др., 1995). Ниже кратко охарактеризовано строение Тонодского поднятия, в пределах которого обнажаются породы михайловской свиты (рис. 2).

На территории Тонодского поднятия обнажаются отложения кевактинской серии палеопротерозоя и тепторгинской серии мезопротерозоя. Кевактинская серия представлена метаморфизованными

песчаниками, алевролитами и сланцами албазинской (мощность до 1600 м) и михайловской (мощность до 1500 м) свит. Породы михайловской свиты отличаются от албазинской повышенным содержанием углеродистого вещества, и в ее строении выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (400 м) сложена черными углеродистыми кварцево-сланцевыми сланцами, ритмично переслаивающимися с серыми и темно-серыми мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками с тенденцией роста роли сланцев вверх по разрезу. Средняя подсвита (380–410 м) сложена серыми полевошпат-кварцевыми мелко-среднезернистыми метапесчаниками и слюдисто-кварц-хлоритовыми метаалевролитами. Верхняя подсвита (~700 м) со-

стоит в основном из светло-серых и серых мелкозернистых полевошпатовых и реже кварцевых метапесчаников с подчиненным количеством углеродисто-кварцево-слюдистых сланцев (Иванов и др., 1995).

В основании тепторгинской серии находятся кварциты, гравелиты, конгломераты и высокоглиноземистые сланцы пурпольской свиты (мощность 900–950 м), несогласно залегающие на выветрелых породах михайловской свиты. На пурпольской несогласно залегают медвежевская свита, сложенная песчано-конгломератовыми осадками, а также базальтами и железистыми кварцитами. Мощность свиты меняется от первых десятков метров до 2740 м, в среднем составляет 300–500 м.

Наиболее древние интрузии представлены палеопротерозойскими гранитоидами чуйско-нечерского комплекса, которые прорывают породы михайловской свиты и несогласно перекрыты пурпольской свитой с корой выветривания в зоне контакта. Гранитоиды разгнейсованы, катаклазированы и милонитизированы, в них также проявлены разнообразные гидротермально-метасоматических изменения. По современным представлениям становление чуйско-нечерского комплекса отвечает постколлизийному этапу объединения Сибирского кратона и Лаврентии с образованием суперконтинента Колумбия (Donskaya, 2020; Ernst et al., 2016). Также в пределах поднятия известны дайки и силлы мафитов и ультрамафитов туюканского и чайского комплексов (Иванов и др., 1995). Интрузивные образования рифея представлены гранитоидами язовского комплекса (Иванов и др., 1995) с возрастом 719 ± 15 млн лет (Neumark et al., 2021).

На Тонодском поднятии выделено несколько этапов метаморфизма (Иванов и др., 1995). В раннем протерозое породы кевактинской серии претерпели 1) догранитный метаморфизм хлорит-биотитовой субфации зеленосланцевой фации, который сопровождался формированием линейной складчатости. Типичные минеральные ассоциации – хлорит-серицит-альбит-кварцевая и биотит-мусковит-хлорит-альбит-кварцевая. Становление гранитоидов чуйско-нечерского комплекса привело к 2) инъекции жил гранитов, перекристаллизации вмещающих пород и биотитизации в экзоконтактовых зонах интрузий. 3) Пост-гранитный контактовый метаморфизм двух возрастов связан с туюканским и чайским комплексами базитов и ультрабазитов и проявлен в локальной эпидотизации и карбонатизации. Углеродистые сланцы михайловской

свиты на контакте с гранит-порфирами язовского комплекса гранитоидов содержат порфиробласты хлоритового и кварц-мусковит-хлоритового состава, в некоторых случаях – граната (Иванов и др., 1995). Предполагается, что метаморфизм раннего палеозоя имел ретроградный характер (Yudovskaya et al., 2016).

Методы исследования

Образцы для исследований были отобраны сотрудниками ФГУП ВИМС (г. Москва) к западу от месторождения Чертово Кoryто на рудопоявлении Пурпольское (рис. 2). Образцы были изучены с использованием методов оптической (микроскоп AxioScope A.1, Zeiss) и электронной (СЭМ Vega-3 Tescan с ЭДА Oxford Instruments X-act) микроскопии. Диаметр электронного пучка составлял 1 мкм, ток 15 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, время счета 120 с. Количественный анализ проведен с использованием эталонов сертифицированных стандартов № 1362 (Microanalysis Consultants Ltd), MINM25-53 (Astimes Scientific Limited, серийный номер 01-044) и НЭРМА.ГЕО1.25.10.7417.

В статье приняты следующие сокращения: All – алланит; Ank – анкилит; Apy – арсенопирит; Bn – гидроксипастнезит; Ca – кальцит; Chl – хлорит; Chr – халькопирит; Fsp – калиевый полевой шпат; Gn – галенит; Ilm – ильменит; Mnz – монацит; Ms – мусковит; Po – пирротин; Py – пирит; Q – кварц; Rbd – рабдофан; Rt – рутил; Sph – сфалерит; Th – силикат тория; Xe – ксенотим; Zr – циркон. Номера образцов в подрисуночных подписях показывают номер скважины и через дефис глубину отбора штуфа.

Результаты исследования

Исследованные образцы представляют собой углеродистые кварц-хлорит-мусковитовые сланцы (рис. 3) и полевошпат-кварцевые метапесчаники михайловской свиты. Породы характеризуются лепидогранобластовой структурой, сланцеватой, местами пльчатой текстурой, сложены кварцем, мусковитом и хлоритом (рис. 4). В метапесчаниках обломки представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, цемент – тонкозернистым кварцем, хлоритом и мусковитом, иногда с примесью карбоната. В химическом составе мусковита определены (мас. %): 10.15 K₂O, 0.29 Na₂O, 2.77 FeO, 1.79 MgO, 31.61 Al₂O₃, 49.01

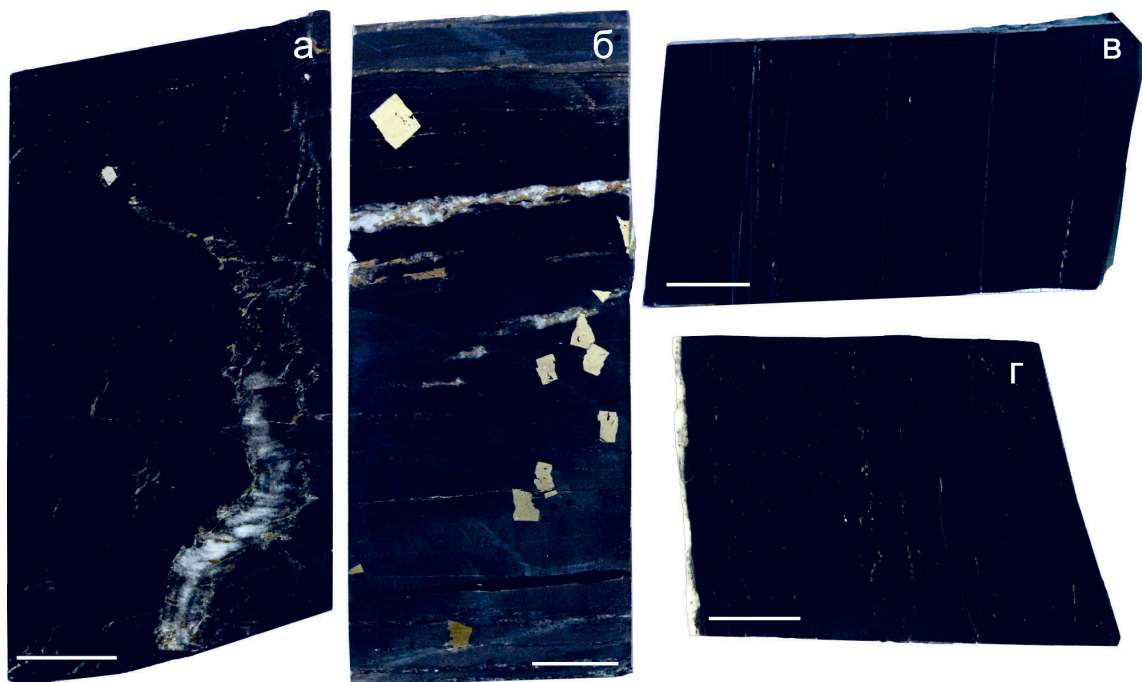


Рис. 3. Образцы углеродистых сланцев с алланитом: а – D0003-372; б – D0035-314.2; в – D0057-187.5; г – D0057-195.7.

Масштабная линейка – 2 см.

Fig. 3. Samples of carbonaceous shales with allanite: а – D0003-372; б – D0035-314.2; в – D0057-187.5; г – D0057-195.7.

Scale bar – 2 cm.

SiO_2 , 0.51 TiO_2 , сумма аналитическая 96.12, $\text{H}_2\text{O}_{\text{расч.}}$ 4.53, сумма расчетная 100.65. Формула мусковита (расчет на сумму зарядов, равную 22) $(\text{K}_{0.86}\text{Na}_{0.04})_{0.90}(\text{Al}_{1.74}\text{Mg}_{0.18}\text{Fe}_{0.15})_{2.03}((\text{Si}_{3.24}\text{Al}_{0.74}\text{Ti}_{0.03})_{4.00}\text{O}_{10})(\text{OH})_2$. Хлорит по химическому составу отвечает шамозиту (табл. 1) с железистостью $\text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$ 0.598–0.590 мол. %, рассчитанные температуры его образования (Kranidiotis, MacLean, 1987) составляют 340–350 °C (табл. 1).

Из аксессуарных минералов в породах присутствуют обломочные циркон, апатит, монацит, регенерированный турмалин, новообразованные ильменит, рутил, а также силикаты, фосфаты и карбонаты РЗЭ.

Во всех изученных сланцах и метапесчаниках наблюдаются кварцевые, кварц-мусковитовые (иногда с полевыми шпатами), кварц-мусковит-хлоритовые и кварц-карбонатные жилы и прожилки (рис. 4в–д), нередко с гнездами пирротина, халькопирита, сфалерита, арсенопирита. Пирротин частично замещается пиритом, содержит включения пентландита. Пирит образует крупные идиоморфные кубические кристаллы без теней давления (рис. 3б, 4е). Арсенопирит образует сплошную вкрапленность в крупных кварцевых жилах и еди-

ничные включения в пирротине. Ильменит нередко по периферии замещается тонкими решетчатыми агрегатами рутила (оксидов титана), вокруг ильменита обычны тени давления, выполненные хлоритом и гранобластовым кварцем. Углеродистое вещество образует рассеянную пылеватую вкрапленность, его локальные скопления наблюдаются в складках плейчаты и на контакте с крупными кварцевыми жилами.

РЗЭ минерализация тяготеет к углеродистым сланцам, в метапесчаниках встречается в участках с повышенной концентрацией слоистых силикатов. Наиболее широко распространен алланит, также отмечены находки редкоземельных карбонатов (бастнезит, анкилит), фосфатов (монацит, ксенотим) и РЗЭ-содержащего силиката Th.

Алланит $(\text{Ca,LREE})_2\text{Al}_2\text{Fe}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ образует идиоморфные метакристаллы размером 50–200 мкм. В поляризованном свете отличается коричневатой окраской, нередко простые двойники срастания или прорастания (рис. 4ж–и). В сечении кристаллы имеют короткостолбчатый или удлиненно-призматический облик. Характерно наличие пылеватых включений углеродистого вещества, тонких зерен породообразующего квар-

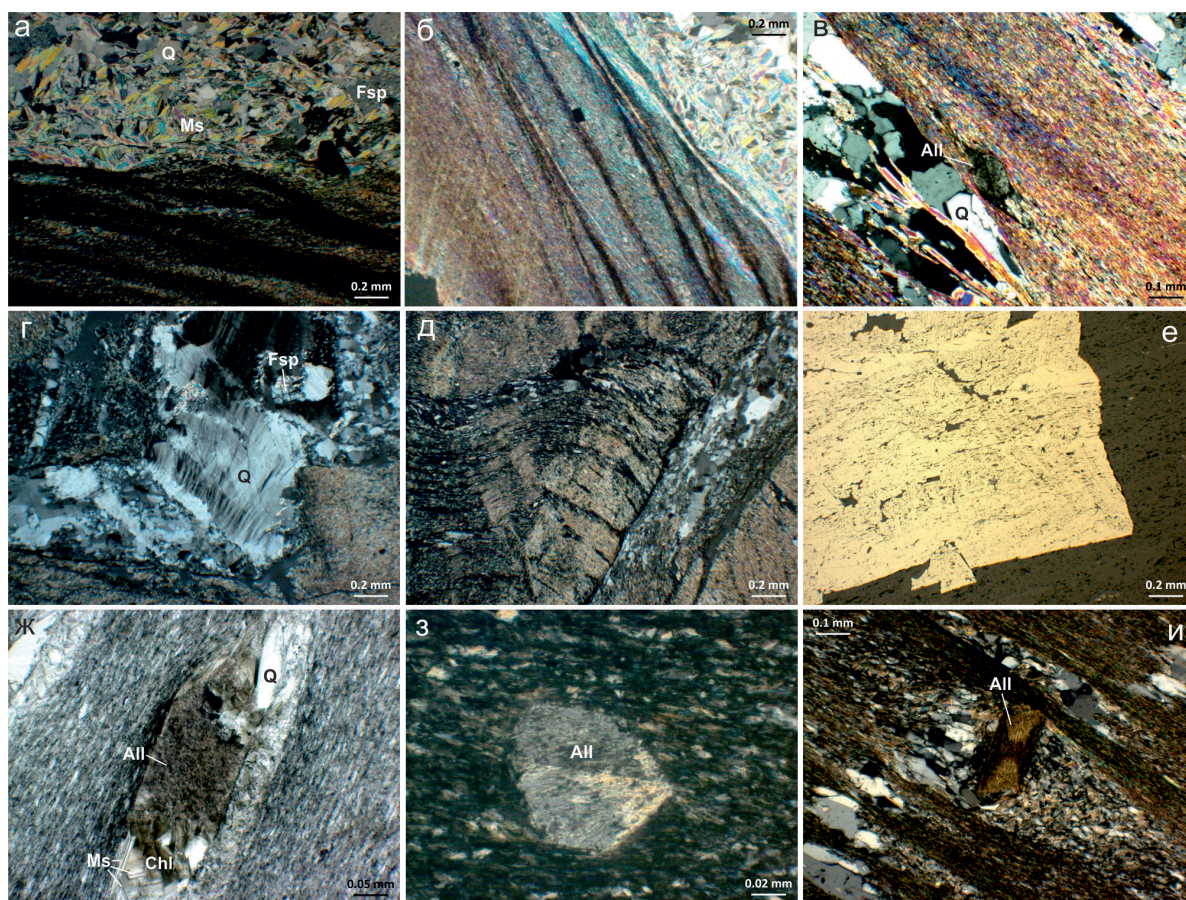


Рис. 4. Микрофотографии образцов михайловской свиты: а – контакт метапесчаника и углеродистого сланца, обр. D0003-371.2; б – пльчатая текстура сланца на контакте с метапесчаниками, обр. D0003-371.2; в – кварцевые прожилки, согласные сланцеватости в углеродистом сланце, обр. D0035-314.2; г – структуры пластической деформации в жильном кварце из углеродистого сланца, обр. D0003-83.3; д – тонкоперетертые кварцево-слюдистые массы, секущие пльчатую текстуру сланца, обр. D0003-83.3; е – постдеформационный метакристал пирита с ненарушенными реликтами текстурного рисунка, обр. D0057-471.2; ж – метакристалл алланита с тенями давления, обр. D0057-187.5; з – частично измененный метакристалл алланита с двойниками сростания, обр. D0003-372; и – метакристалл алланита с двойниками прорастания, обр. D0057-195.7.

Фото а–д, з, и – проходящий свет с анализатором; е – отраженный свет; ж – проходящий свет с поляризатором.

Fig. 4. Photomicrographs of samples of the Mikhailovka Formation: а – contact of metasandstone and carbonaceous shale, sample D0003-371.2; б – slate texture at the contact with metasandstones, sample D0003-371.2; в – quartz veinlets concordant with schistosity in carbonaceous shale, sample D0035-314.2; г – structures of plastic deformation in veined quartz from carbonaceous shale, sample D0003-83.3; д – finely ground quartz-mica masses crossing the cleavage texture of shale, sample D0003-83.3; е – post-deformation pyrite metacrystal with undisturbed texture pattern relics, sample D0057-471.2; ж – allanite metacrystal with pressure shadows, sample D0057-187.5; з – partly altered allanite metacrystal with intergrowth twins, sample D0003-372; и – allanite metacrystal with intergrowth twins, sample D0057-195.7.

Photos а–д, з, и – transmitted light with analyzer; е – reflected light; ж – transmitted light with polarizer.

ца и кальцита, а также монацита. По отношению к текстуре вмещающего сланца кристаллы алланита располагаются, преимущественно, согласно со сланцеватостью (рис. 5а). По коротким граням большинства кристаллов наблюдаются тени давления, выполненные смесью кварца, хлорита и слюды (рис. 4ж, 5б), в отдельных случаях халькопиритом (рис. 5д). Алланит по периферии замещается ги-

доксибастнезитом и анкилитом, иногда в ассоциации с пиритом и торитом, также вокруг алланита наблюдаются вторичные каймы водных фосфатов (рабдофана?) (рис. 5д–и). Помимо этого, отдельные кристаллы сильно корродированы минералами матрикса (кальцитом, возможно, кварцем; рис. 5з, и). По-видимому, к более поздней генерации алланита относится находка идиоморфного кристалла разме-

Таблица 1

Химический состав хлорита из углеродистых сланцев (мас. %)

Table 1

Chemical composition of chlorite from carbonaceous shales (wt. %)

п/п	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	TiO ₂	FeO	Сумма	H ₂ O*	Сумма**	T, °C
1	12.71	22.22	25.44		29.74	90.11	11.47	101.58	345
2	12.19	21.54	25.62	0.09	31.22	90.67	11.45	102.12	340
3	12.28	21.31	24.99		31.35	89.94	11.31	101.25	349
Формулы 1. (Fe _{2.60} Mg _{1.98}) _{4.58} Al _{1.39} (Si _{2.66} Al _{1.34}) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ 2. (Fe _{2.73} Mg _{1.90}) _{4.64} Al _{1.35} (Si _{2.68} Al _{1.31} Ti _{0.01}) ₄ O ₁₀ (OH) ₈ 3. (Fe _{2.78} Mg _{1.94}) _{4.72} Al _{1.31} (Si _{2.65} Al _{1.35}) ₄ O ₁₀ (OH) ₈									

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии хлорита; ** – сумма анализа с учетом расчетной воды. Формулы рассчитаны на сумму зарядов, равную 28. Температура образования хлорита рассчитывалась по геотермометру (Kranidiotis, MacLean, 1987) на восемь ионов Si в тетраэдрической позиции с корректировкой Al^{IV} на Fe / (Fe + Mg): $T\text{ }^{\circ}\text{C} = 106\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{кор.}} + 18$, где $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{кор.}} = \text{Al}^{\square} + 0.7 \times \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$.

Note. * – calculated from chlorite stoichiometry; ** – the analytical total taking into account the calculated water. The formulas are recalculated to the sum of charges equal to 28. The temperature of chlorite formation was calculated using a geothermometer of (Kranidiotis, MacLean, 1987) for eight Si ions in the tetrahedral position with Al^{IV} corrected for Fe / (Fe + Mg): $T\text{ }^{\circ}\text{C} = 106\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor.}} + 18$, where $\text{Al}^{\text{IV}}_{\text{cor.}} = \text{Al}^{\square} + 0.7 \times \text{Fe} / (\text{Fe} + \text{Mg})$.

ром около 15 мкм, эпитаксиально нарастающего на крупный пойкилитовый кристалл в кварцевой жиле (рис. 5в).

Внутреннее строение алланита неоднородно. Под электронным микроскопом наблюдается пятнистая и/или тонковолокнистая структура большинства кристаллов, заметная как в крупных слабо корродированных индивидах, так и в реликтах интенсивно замещенного вторичными минералами алланита (рис. 5). В некоторых случаях заметна внешняя однородная кайма. Состав алланита отвечает цериевой разновидности, спектр распределения РЗЭ – Ce>La>Nd>>Pr ± Sm, Gd (табл. 2). Содержание Th₂O в отдельных анализах достигает 1.08 мас. %, и для этого анализа отмечена низкая аналитическая сумма, что, вероятно, связано с гидратацией алланита при метамиктном распаде (Giere, Sorensen, 2004).

Среди фосфатов легких РЗЭ (ЛРЗЭ) (La–Eu) выделяются простые (монацит LREE(PO)₄, отличающийся аналитической суммой близкой к 100 %) и водные (условно рабдофан LREE(PO)₄ · H₂O, характеризующийся низкой аналитической суммой). Негидратированный монацит (ан. 5, табл. 2) встречен в виде включения в крупном пойкилокристалле алланита (рис. 5б). Ксеноморфное включение имеет размер около 10 мкм, сростается с порообразующими кварцем, мусковитом и хлоритом, от него тянется цепочка более тонких ксеноморфных выде-

лений монацита, расположенных на границе между двумя кристаллами алланита.

Слабо гидратированный монацит с аналитической суммой 98.32 мас. % (ан. 6, табл. 2) обнаружен в виде ксеноморфного пористого зерна размером около 40 мкм по удлинению в кварц-хлорит-мусковитовом матриксе сланца (рис. 6а). Облик зерна свидетельствует о его новообразованной природе. Водные фосфаты ЛРЗЭ (условно рабдофан, ан. 7–9, табл. 2) образуют каймы мощностью 10–15 мкм вокруг сильно замещенных кристаллов алланита (рис. 5з, и). Также встречено ксеноморфное пойкилитовое зерно рабдофана размером около 50 мкм с тонким включением силиката тория (рис. 6б). Морфология зерна напоминает сильно корродированный кристалл алланита, однако с уверенностью утверждать о псевдоморфном замещении алланита рабдофаном нельзя.

Химический состав фосфатов ЛРЗЭ отвечает цериевой разновидности, спектр распределения РЗЭ сходен с алланитовым – Ce>La>Nd>>Pr ± Sm, Gd. Характерно постоянное присутствие Th, содержание которого варьирует в пределах 0.63–2.72 мас. % Th₂O. Также наблюдаются примеси CaO до 0.59 мас. %, в водных фосфатах установлено 0.89–1.19 мас. % SrO, также постоянно присутствует Si в анионной группировке. Расчет содержания кристаллогидратной воды в рабдофане приводит к некоторому завышению итоговой суммы анализа (табл. 2).

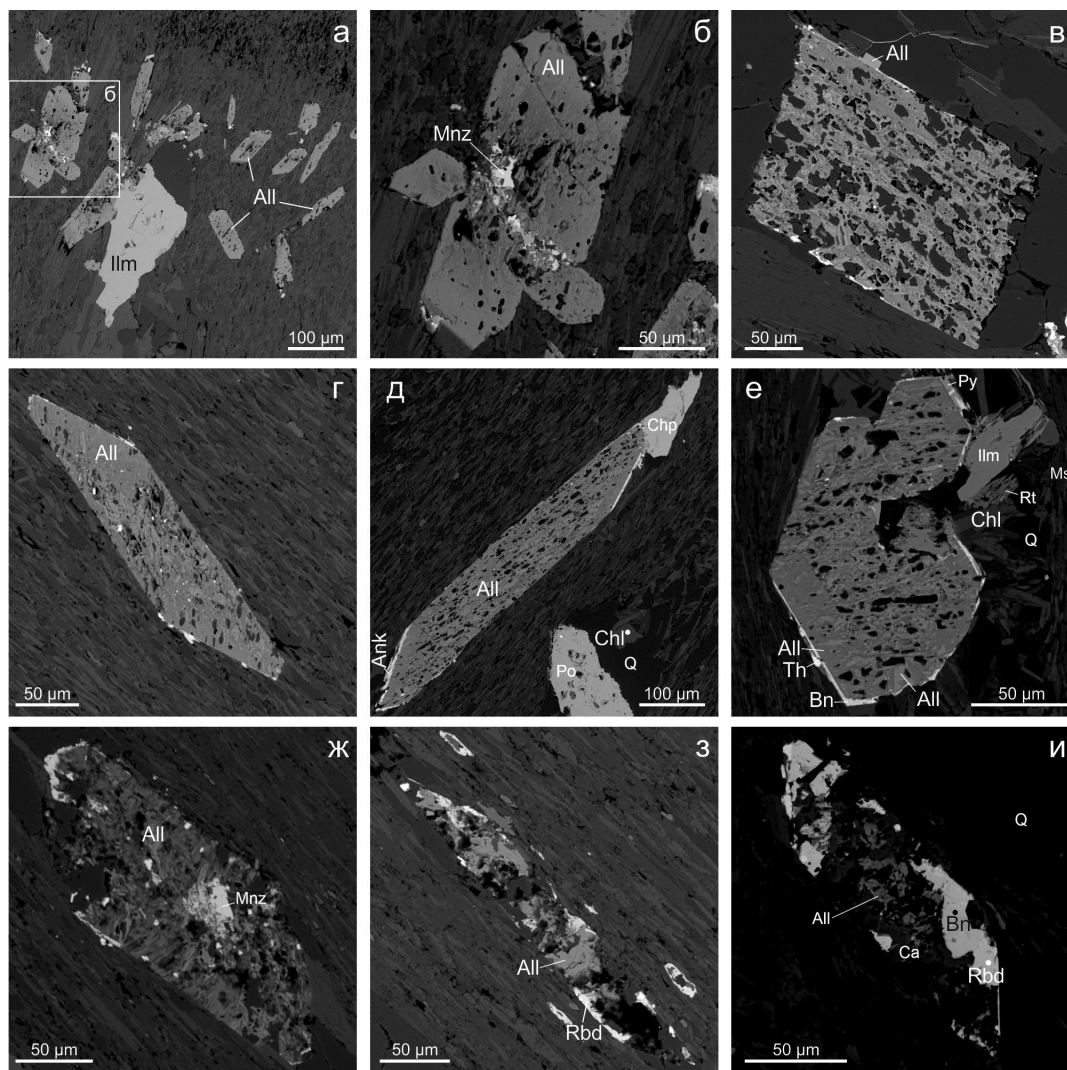


Рис. 5. Морфология метакристаллов алланита: а – вкрапленность алланита в сланце, обр. D0003-372; б – фрагмент фото а: сросток призматических метакристаллов алланита с реликтами обломочного (?) монацита; в – пористый метакристалл алланита с эпитаксиальным сростком алланита поздней генерации (All), обр. D0057-187.5; г – пористый метакристалл алланита с тонкими включениями и каймой вторичных минералов, обр. D0057-195.7; д – пористый метакристалл алланита с тонкими каймами вторичного анкилита и халькопиритом, образующимся в тенях давления, обр. D0057-195.7; е – неоднородное строение алланита с каймой, сложенной гидроксипастнезитом, силикатом тория и пиритом, обр. D0057-195.7; ж – алланит с реликтами обломочного (?) монацита, обр. D0035-314.2; з – кайма рабдофана, замещающего алланит, обр. D0035-314.2; и – реликты алланита, сильно замещенного кальцитом, кварцем, гидроксипастнезитом и рабдофаном.

BSE-фото.

Fig. 5. Morphology of allanite metacrystals: а – dissemination of allanite in shale, sample D0003-372; б – fragment of photo а, intergrowth of prismatic allanite metacrystals with relics of detrital (?) monazite; в – porous allanite with epitaxial intergrowth of late allanite (All), sample D0057-187.5; г – porous allanite with fine inclusions and a rim of secondary minerals, sample D0057-195.7; д – porous allanite with thin rims of secondary ancyllite and chalcopryrite formed in pressure shadows, sample D0057-195.7; е – heterogeneous structure of allanite with a rim composed of hydroxybastnasite, Th silicate and pyrite, sample D0057-195.7; ж – allanite with relics of detrital (?) monazite, sample D0035-314.2; з – a rim of rhabdophane replacing allanite, sample D0035-314.2; и – allanite relics replaced by calcite, quartz, hydroxybastnasite and rhabdophane.

BSE photo.

Таблица 2
Table 2

Состав минералов РЗЭ и апатита (мас. %)

Chemical composition of REE minerals and apatite (wt. %)

п/п	F	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	K ₂ O	CaO	FeO	SrO	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Pr ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Sm ₂ O ₃	Gd ₂ O ₃	ThO ₂	Сумма	H ₂ O*	CO ₂ *	O≡F ₂	Сумма**
Алланит																				
1	–	20.47	32.10	–	–	11.23	11.17	–	5.05	11.11	1.37	4.23	–	–	–	96.72	1.60	–	–	98.32
2	–	19.79	32.01	–	–	10.63	11.52	–	5.40	10.94	1.20	5.25	1.04	1.27	–	99.05	1.60	–	–	100.65
3	–	16.72	30.93	–	–	9.22	9.87	–	3.98	10.16	1.29	3.55	0.59	–	1.08	89.35	1.45	–	–	90.80
4	–	18.83	31.57	–	–	10.12	12.5	–	4.71	12.48	1.49	4.82	–	–	–	96.52	1.57	–	–	98.09
Монацит и рабдофан (?)																				
5	–	–	0.45	28.95	–	0.24	–	–	15.68	32.01	3.46	12.29	1.68	3.28	2.72	100.77	–	–	–	100.77
6	–	–	0.54	28.75	–	–	0.46	–	13.39	31.51	3.41	13.68	2.87	3.06	0.66	98.32	–	–	–	98.32
7	–	–	0.99	27.41	–	0.53	–	1.19	16.09	32.76	3.21	11.81	–	–	0.63	94.61	7.25	–	–	101.86
8	–	–	1.11	26.29	–	0.59	–	0.91	15.55	33.67	2.92	11.29	0.86	–	1.31	94.49	7.00	–	–	101.49
9	–	–	0.74	27.78	–	–	–	0.89	14.78	30.83	3.11	12.18	2.04	2.46	0.81	95.61	7.27	–	–	102.88
Гидроксидистнезит																				
10	1.02	–	–	–	–	0.69	–	–	17.68	31.33	3.15	13.39	1.35	–	–	68.62	3.28	18.40	0.43	90.30
11	0.94	–	–	–	–	1.49	–	–	16.81	30.7	3.44	12.92	1.49	–	–	67.8	3.36	18.62	0.40	89.78
12	0.86	–	–	–	–	1.52	1.45	–	15.31	29.65	2.63	12.05	1.76	–	1.19	66.43	3.41	18.66	0.36	88.50
13	0.94	0.66	1.76	–	–	1.68	0.83	–	15.87	30.96	3.68	12.43	1.53	–	1.37	71.72	3.49	19.26	0.40	94.48
Анкилит																				
14	–	–	–	–	–	3.67	0.66	7.05	17.00	27.47	2.28	6.83	–	–	0.74	65.71	6.37	20.76	–	92.83
15	–	–	–	–	–	3.86	0.67	9.95	11.6	26.80	2.28	10.23	0.55	–	–	65.95	6.57	21.41	–	93.93
Силикат тория																				
16	–	1.2	17.68	0.60	–	1.36	1.30	–	–	0.91	–	1.18	–	–	44.32	84.83	–	–	–	–
17	–	1.74	18.11	2.07	–	1.13	1.98	–	0.51	1.60	–	2.31	1.71	2.84	50.31	86.48	–	–	–	–
Апатит																				
18	2.63	–	0.10	41.08	0.17	54.93	0.46	–	–	–	–	–	–	–	–	99.37	0.58	–	1.11	98.85
19	2.41	–	–	40.9	0.07	55.23	0.29	–	–	–	–	–	–	–	–	98.9	0.68	–	1.01	98.57
20	2.43	–	–	40.75	0.25	54.53	0.45	0.65	–	–	–	–	–	–	–	99.06	0.67	–	1.02	98.70
21	2.57	–	0.09	40.88	0.08	54.9	0.43	–	–	–	–	–	–	–	–	98.94	0.60	–	1.08	98.46
Формулы минералов																				
1. (Ca _{1.13} Ce _{0.38} La _{0.17} Nd _{0.14} Pr _{0.05}) _{1.87} (Al _{2.26} Fe _{0.87}) _{3.13} (Si _{1.00} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																				
2. (Ca _{1.07} Ce _{0.38} La _{0.19} Nd _{0.18} Pr _{0.04} Gd _{0.04} Sm _{0.03}) _{1.92} (Al _{2.18} Fe _{0.90}) _{3.08} (Si _{1.00} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																				
3. (Ca _{1.02} Ce _{0.38} La _{0.15} Nd _{0.13} Pr _{0.05} Th _{0.03} Mn _{0.02}) _{1.81} (Al _{2.03} Fe _{0.85}) _{2.88} ((Si _{1.19} So _{0.12}) _{1.21} O ₄)(Si _{2.00} O ₇)O(OH)																				
4. (Ca _{1.04} Ce _{0.44} La _{0.17} Nd _{0.16} Pr _{0.05}) _{1.86} (Al _{2.12} Fe _{1.00}) _{3.12} (Si _{1.02} O _{4.00})(Si _{2.00} O _{7.00})O(OH)																				
5. (Ce _{0.47} La _{0.23} Nd _{0.18} Pr _{0.05} Gd _{0.04} Sm _{0.02} Th _{0.02} Ca _{0.01}) _{1.03} ((P _{0.98} Si _{0.02}) _{1.00} O _{4.00})																				
6. (Ce _{0.46} La _{0.20} Nd _{0.20} Pr _{0.05} Gd _{0.04} Sm _{0.04} Fe _{0.02} Th _{0.01}) _{1.01} ((P _{0.98} Si _{0.02}) _{1.00} O _{4.00})																				
7. (Ce _{0.50} La _{0.25} Nd _{0.17} Pr _{0.05} Sr _{0.03} Ca _{0.02} Th _{0.01}) _{1.02} ((P _{0.96} Si _{0.04}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																				
8. (Ce _{0.53} La _{0.25} Nd _{0.17} Pr _{0.05} Ca _{0.03} Sr _{0.02} Sm _{0.01} Th _{0.01}) _{1.07} ((P _{0.95} Si _{0.05}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																				
9. (Ce _{0.47} La _{0.22} Nd _{0.18} Pr _{0.05} Sm _{0.03} Gd _{0.03} Sr _{0.02} Th _{0.01}) _{1.01} ((P _{0.97} Si _{0.03}) _{1.00} O _{4.00}) · H ₂ O																				
10. (Ce _{0.46} La _{0.26} Nd _{0.19} Pr _{0.05} Ca _{0.03} Sm _{0.02}) _{1.00} (CO ₃)(OH) _{0.87} F _{0.13}) _{1.00}																				

11. $(\text{Ce}_{0.44}\text{La}_{0.24}\text{Nd}_{0.18}\text{Ca}_{0.06}\text{Pr}_{0.05}\text{Sm}_{0.02})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.88}\text{F}_{0.12})_{1.00}$
12. $(\text{Ce}_{0.43}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.17}\text{Ca}_{0.06}\text{Pr}_{0.05}\text{Fe}_{0.04}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.89}\text{F}_{0.11})_{1.00}$
13. $(\text{Ce}_{0.43}\text{La}_{0.22}\text{Nd}_{0.17}\text{Ca}_{0.07}\text{Pr}_{0.05}\text{Fe}_{0.03}\text{Sm}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{1.00}(\text{CO}_3)(\text{OH})_{0.89}\text{F}_{0.11})_{1.00}$
14. $(\text{Ce}_{0.71}\text{La}_{0.44}\text{Sr}_{0.29}\text{Ca}_{0.28}\text{Nd}_{0.17}\text{Pr}_{0.06}\text{Fe}_{0.04}\text{Th}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
15. $(\text{Ce}_{0.67}\text{Sr}_{0.39}\text{La}_{0.29}\text{Ca}_{0.28}\text{Nd}_{0.23}\text{Pr}_{0.06}\text{Fe}_{0.04}\text{Sm}_{0.01})_{2.00}(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$
16. $(\text{Th}_{0.51}\text{U}_{0.18}\text{Ca}_{0.07}\text{Fe}_{0.06}\text{Ce}_{0.02}\text{Nd}_{0.02})_{0.87}((\text{Si}_{0.90}\text{Al}_{0.07}\text{P}_{0.03})_{1.00}\text{O}_4) \cdot \text{nH}_2\text{O}$
17. $(\text{Th}_{0.52}\text{Fe}_{0.08}\text{Ca}_{0.06}\text{Y}_{0.05}\text{Gd}_{0.04}\text{Nd}_{0.04}\text{Sm}_{0.03}\text{Ce}_{0.03}\text{La}_{0.01})_{0.85}((\text{Si}_{0.83}\text{Al}_{0.09}\text{P}_{0.08})_{1.00}\text{O}_4) \cdot \text{nH}_2\text{O}$
18. $(\text{Ca}_{0.82}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.02})_{4.87}((\text{P}_{2.85}\text{Si}_{0.01})_{2.86}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.68}(\text{OH})_{0.32})_{1.00}$
19. $(\text{Ca}_{0.86}\text{Fe}_{0.02}\text{K}_{0.01})_{4.89}(\text{P}_{2.85}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.63}(\text{OH})_{0.37})_{1.00}$
20. $(\text{Ca}_{0.82}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.03}\text{Sr}_{0.03})_{4.90}(\text{P}_{2.84}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.63}(\text{OH})_{0.37})_{1.00}$
21. $(\text{Ca}_{0.84}\text{Fe}_{0.03}\text{K}_{0.01})_{4.87}((\text{P}_{2.85}\text{Si}_{0.01})_{2.86}\text{O}_{12})(\text{F}_{0.67}(\text{OH})_{0.33})_{1.00}$

Примечание. * – рассчитано по стехиометрии соответствующих минералов; ** – сумма анализа с учетом расчетных данных, в т. ч. $\text{O} \equiv \text{F}_2$ для гидроксибастнезита. В анализах установлены (мас. %): ан. 3 – 1.59 SO_3 , 0.38 MnO ; ан. 16 – 16.29 UO_2 ; ан. 17 – 2.17 Y_2O_3 . В ан. 13 примеси Al_2O_3 и SiO_2 приняты за неструктурные и не учтены при расчете формулы минерала. Формулы рассчитаны на восемь катионов для алланита, один атом в позиции Р для монацита и рабдофана, один атом в позиции РЗЭ и Sr для анкилита, два атома в позиции РЗЭ и Sr для анкилита, один атом в позиции Si для силиката Th и 12 атомов O для апатита. Прочерк – ниже предела обнаружения.

Note. * – calculated from stoichiometry of the corresponding minerals; ** – the analytical total taking into account the calculated data including $\text{O} \equiv \text{F}_2$ for hydroxybastnaesite. The analyses also contain (wt. %): ан. 3 – 1.59 SO_3 , 0.38 MnO ; ан. 16 – 16.29 UO_2 ; ан. 17 – 2.17 Y_2O_3 . In ан. 13, Al_2O_3 and SiO_2 are considered non-structural traces and are ignored from the calculation of formulas. The formulas are recalculated to eight cations for allanite, one atom in P position for phosphorus monazite and rhabdophane, one atom in REE position for hydroxybastnaesite, two atoms in REE and Sr position for ankyrite, one atom in Si position for Th silicate and 12 O atoms for apatite. Dash – below detection limit.

Фосфат тяжелых РЗЭ (ТРЗЭ) (Gd–Yb) представлен ксенотимом YPO_4 , который встречается в виде изометричных пористых зерен размером 5–8 мкм в сростании с силикатом Th и зональным цирконом (рис. 6в). В химическом составе установлены (мас. %): 1.84 SiO_2 , 33.77 P_2O_5 , 0.88 FeO , 43.14 Y_2O_3 , 6.11 Gd_2O_3 , 4.56 Dy_2O_3 , 3.92 Er_2O_3 , 3.88 Yb_2O_3 , 1.08 ThO_2 , аналитическая сумма 99.20, что отвечает формуле (расчет на один атом в позиции фосфора) $(\text{Y}_{0.75}\text{Gd}_{0.07}\text{Dy}_{0.05}\text{Er}_{0.04}\text{Yb}_{0.04}\text{Fe}_{0.02}\text{Th}_{0.01})_{0.98}(\text{P}_{0.94}\text{Si}_{0.06})_{1.00}\text{O}_4$.

Карбонаты РЗЭ представлены гидроксибастнезитом $\text{REE}(\text{CO}_3)(\text{OH})$ и анкилитом $\text{REE}(\text{Sr,Ca})(\text{CO}_3)_2(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$. Они образуют как каймы замещения на кристаллах алланита, в том числе в ассоциации с рабдофаном и силикатами Th (рис. 5), так и самостоятельные формы. Так, гидроксибастнезит встречается в виде просечки пористого строения мощностью около 50–70 мкм, развивающейся в полой трещине (рис. 6д). Также он образует сростки призматических кристаллов в кварц-карбонатной жиле, где тесно ассоциирует с кальцитом и сфалеритом (рис. 6г). Анкилит обнаружен в кварцевой линзе в виде каймы, нарастающей на пирротин (рис. 6е). Состав карбонатов РЗЭ приведен в таблице 2. В целом, спектр распределения РЗЭ сходен с таковым для алланита и фосфатов – $\text{Ce} > \text{La} > \text{Nd} > \text{Pr} > \text{Sm}$. В составе бастнезита и анкилита постоянно присутствует примесь Ca: 0.69–1.68 и 3.67–3.86 мас. % CaO , соответственно, нередко – Fe до 1.45 и 0.67 мас. % FeO , соответственно. Торий содержится в количестве до 1.37 мас. % ThO_2 (табл. 2). Аналитическая сумма измеренных карбонатов низкая, пересчет содержаний CO_2 и H_2O по стехиометрии минералов не компенсирует недостаток суммы, что может быть связано с вхождением неструктурной воды в их агрегаты.

Силикат Th обнаружен как в составе вторичных фосфатно-карбонатных кайм по алланиту (рис. 5е), так и в виде сростков с ксенотимом, цирконом и рабдофаном (рис. 6б, в). Форма зерен близка к изометричной, размер составляет первые микрометры, наиболее крупное выделение в сростке с ксенотимом и цирконом имело ксеноморфную форму и размер около 15 мкм (рис. 6в). Состав силиката Th сложный, с примесями легких и тяжелых РЗЭ, U (до 16.29 мас. % UO_2), а также Ca и Fe, Al и P. Формулы, рассчитанные на один атом в позиции Si,

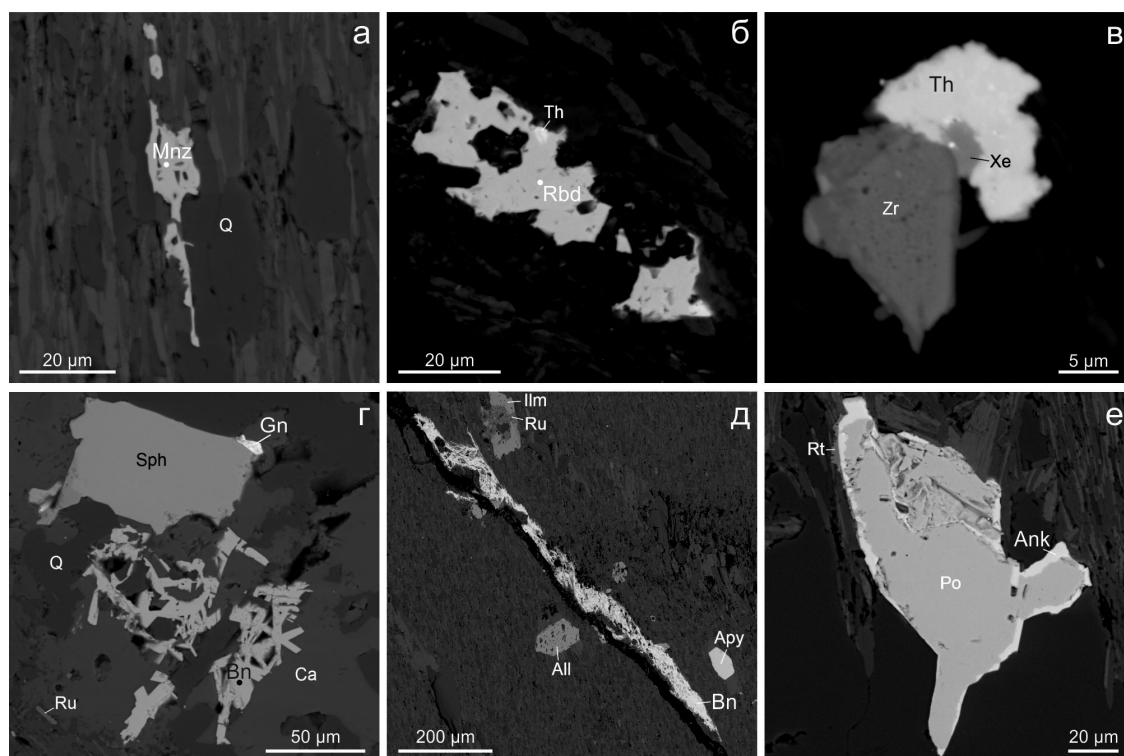


Рис. 6. Морфология РЗЭ минералов, пространственно не связанных с алланитом: а – ксеноморфное пористое зерно метаморфогенного монацита в сланце, обр. D0057-195.7; б – псевдоморфоза (?) рабдофана по алланиту, обр. D0035-314.2; в – сросток зонального кристалла циркона с ксенотимом и силикатом Th, обр. D0035-314.2; г – кварц-кальцитовое гнездо с пластинчатыми кристаллами гидроксибастнезита, сфалеритом и галенитом, обр. D0035-314.2; д – просечка гидроксибастнезита вдоль трещины в сланце, обр. D0003-372; е – кайма анкилита на пирротине, обр. D0057-195.7. BSE-фото.

Fig. 6. Morphology of REE minerals spatially unrelated to allanite: а – anhedronal porous grain of metamorphic monazite in shale, sample D0057-195.7; б – pseudomorphic (?) rhabdophane after allanite, sample D0035-314.2; в – intergrowth of a zoned zircon crystal with xenotime and Th silicate, sample D0035-314.2; г – quartz-calcite lens with lamellar crystals of hydroxybastnasite, sphalerite and galena, sample D0035-314.2; д – hydroxybastnasite veinlet along a crack in shale, sample D0003-372; е – an ancylite rim on pyrrhotite, sample D0057-195.7. BSE photo.

нестехиометричны и показывают недостаток в позиции главного катиона. Дефицит аналитической суммы указывает на присутствие молекулярной воды в минерале и, возможно, на его метамиктное состояние (Piilonen et al., 2014).

Обсуждение

Метаморфизм и кристаллизация РЗЭ минералов. Степень метаморфизма изученных образцов отвечает хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации и не достигает изограды биотита, которая в метапелитах Патомского нагорья соответствует температуре 390–410 °С (Иванов и др., 1995). Из обломочных фаз в метапесчаниках сохраняются кварц и полевые шпаты, а также циркон, апатит и турмалин, при этом на турмалине наблюдаются каймы регенерации, а обломки квар-

ца и полевых шпатов частично корродированы и перекристаллизованы. Следы метаморфического преобразования циркона и апатита не установлены (рис. 7). В цементе метापесчаников и в сланцах процессы метаморфизма привели к перекристаллизации большинства первично обломочных и хемогенных фаз с образованием хлорита, мусковита и кварца. Относительная сохранность установлена только для акцессорных циркона и апатита.

Акцессорные ильменит и алланит имеют метаморфическое происхождение, реликты обломков этих минералов в исследованных образцах не установлены. Их кристаллизация происходила, по крайней мере, незадолго до последних этапов пластической деформации, о чем свидетельствует наличие теней давления. Образование кварц-сульфидных прожилков и гнезд (основные рудные минералы – пирротин, халькопирит, арсенопирит), повто-

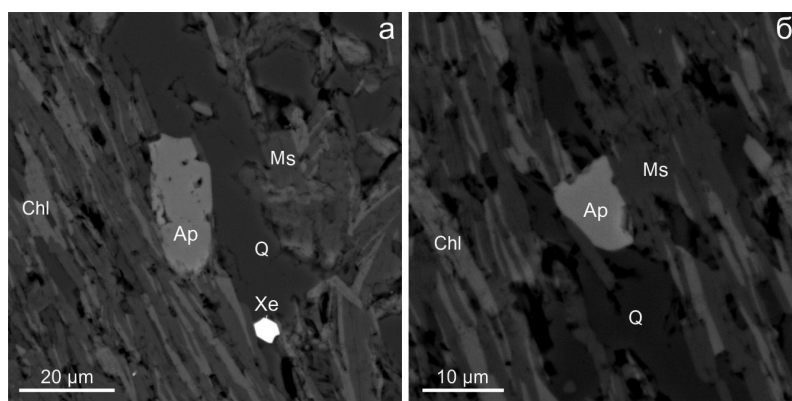


Рис. 7. Обломочный апатит в кварц-мусковит-хлоритовом сланце, обр. D0057-195.7.

Химический состав апатита приведен в табл. 2.

Fig. 7. Detrital apatite in quartz-muscovite-chlorite shist, sample D0057-195.7.

For chemical composition of apatite, see Table 2.

ряющих основной текстурный рисунок деформаций, в том числе смятых в пloyчатые складки, по-видимому, происходило синхронно с пластической деформацией, либо незадолго до ее окончания. Наиболее поздние крупные кубические метакристаллы пирита образовались уже в постдеформационный этап: они содержат реликты ненарушенных структур пород и не окружены каймами давления.

Ильменит-пирротин-хлорит-мусковит-полевой шпат-кварцевая ассоциация с алланитом в качестве основного минерала РЗЭ типична для золотоносных углеродистых сланцев и метапесчаников бужуихтинской (месторождение Угахан, Шепель и др., 2021), хомолхинской (Голец Высочайший, Онищенко, Сокерина, 2021) и аунакитской свит (Ыкан, неопубликованные авторские данные) позднего протерозоя, расположенных в пределах Мараканто-Тунгуской синклинали Бодайбинского синклинория. Метаморфогенный алланит в этих объектах, также как и в изученных образцах михайловской свиты, в разной степени замещается карбонатами РЗЭ, преимущественно бастнезитом (Шепель и др., 2021). В то же время, в менее метаморфизованных углеродисто-терригенных отложениях Бодайбинского синклинория (аунакитская свита в пределах месторождения Красное, догалдынская – Копыловское Кавказ, где развита минеральная ассоциация рутил-пирит-серицит-полевой шпат-кварц±хлорит) вместо алланита широко распространен водный алюмофосфат РЗЭ флоренсит (Palenova et al., 2014). Флоренсит также обнаружен в отложениях хомолхинской свиты на месторождении Сухой Лог (неопубликованные авторские данные), где, однако, более распространен как детритовый, так и ново-

образованный монацит, тогда как алланит не типичен (Yudovskaya et al., 2011). Представляется, что разобщенное проявление алюмосиликатов РЗЭ и алюмофосфатов РЗЭ отражает различные условия их кристаллизации и связано со степенью метаморфизма пород, при этом граница раздела их селективной кристаллизации проходит по изолинии ильменита (пирротина).

Образование водных алюмофосфатов, в т. ч. флоренсита, начинается уже на ранних стадиях диagenеза неконсолидированного осадка в результате разложения органического вещества, а также перекристаллизации глинистых минералов (Rasmussen, 1996). При катагенезе и низкоградном метаморфизме возможен дальнейший рост флоренсита, либо появление низкотемпературных новообразованных фосфатов, в т. ч. образовавшихся за счет дорастания детритовых фаз (Rasmussen et al., 2001; 2007). Решающим фактором для доминирования кристаллизации алюмофосфатов по отношению к фосфатам является наличие подвижного Al в поровом растворе (Rasmussen, 1996). Флоренсит месторождений Ленской провинции характеризуется ярко выраженным мозаичным строением (Palenova et al., 2014), сходные структуры наблюдаются и в алланите исследуемого региона. По-видимому, сходные черты внутреннего строения этих минералов обусловлены подобием динамики их кристаллизации.

Наряду с низкотемпературным метаморфогенным монацитом, на месторождении Сухой Лог описаны каймы метаморфогенного ксенотима вокруг циркона (Yudovskaya et al., 2011). По-видимому, пористый ксенотим в ассоциации с цирконом и силикатом Th (рис. 6в) в изученных образцах михай-

ловской свиты, также как и ксеноморфные пористые зерна монацита в мусковит-хлоритовой массе (рис. 6а), образовались при метаморфизме, хотя установить взаимную последовательность кристаллизации метаморфогенных алланита, монацита и ксенотима не удалось.

Следует отметить, что сходные минеральные ассоциации метаморфогенных концентраторов РЗЭ и Th – не редкость в сланцах, образованных при низкоградном метаморфизме. Метаморфогенные РЗЭ-содержащий эпидот и ксенотим, ассоциирующие с ильменитом, описаны в филлитах Тамторского тектонического окна Восточного Непала, метаморфизованных в условиях альбит-мусковитовой субфации в температурном диапазоне 300–400 °C (Белогуб и др., 2018). Ассоциация аутигенного алланита, монацита и нестехиометричного водосодержащего силиката Th характерна для оксидно-железистых прослоев рудовмещающей толщи Удоканского месторождения меди, метаморфизм которой происходил в условиях альбит-биотитовой субфации (Белогуб и др., 2022).

Кристаллизация и замещение алланита. Алланит кристаллизуется из расплавов, при гидротермальных и метасоматических процессах, а также при метаморфизме (Giere, Sorensen, 2004). Наиболее обычна реакция замещения обломочного или магматического монацита алланитом в условиях зеленосланцевой фации, при этом образование метаморфогенного монацита по алланиту происходит при температуре более 525 °C (Giere, Sorensen, 2004; Kohn, Malloy, 2004). Моделирование диаграмм равновесия алланита и монацита в метапелитах при температурах 525–600 °C показало зависимость устойчивости этих минералов от валового химического состава пород, особенно от содержания CaO и Al₂O₃ (Spear, 2010), автор также не исключает влияния микрокомпонентов, в т. ч. Y, на фазовые равновесия.

Нами обнаружены реликты предположительно обломочного монацита в кристаллах алланита (рис. 5б, ж), однако редкость этих находок позволяет говорить об альтернативном источнике РЗЭ и Th для его формирования, в частности, углеродистом и глинистом веществе, которые выступают сорбентом этих элементов при осадконакоплении и высвобождают их при метаморфической перекристаллизации (Юдович, Кетрис, 1994).

Процессы гидротермального и низкотемпературного, в том числе гипергенного, изменения алланита зависят от степени его гидратации и ме-

тамитности. Методом ЛА ИСП МС показано относительное уменьшение концентрации Th и ЛРЗЭ и увеличение ТРЗЭ в измененном алланите (Giere, Sorensen, 2004). Наиболее типично замещение гидратированного алланита бастнезитом по реакции (Giere, Sorensen, 2004): алланит + флюид ↔ бастнезит + глинистые минералы + торит.

Менее характерно его замещение фосфатными фазами. В целом, характер замещения алланита карбонатами или фосфатами РЗЭ зависит от активности анионов (CO₃)²⁻, (PO₄)³⁻, F⁻ и катиона Ca²⁺ во флюиде (Giere, Sorensen, 2004). Вероятно, замещение алланита в сланцах михайловской свиты происходило при локальном пересыщении поровых флюидов карбонат- или фосфат-ионом при невысокой концентрации ионов F⁻, что привело к образованию кайм фосфатов и гидроксикарбонатов РЗЭ. Высвобождающийся Th при этом отлагался в виде водосодержащего силиката. По-видимому, при растворении алланита часть РЗЭ могла мигрировать и отлагаться в поздних трещинах и на сульфидах в виде карбонатных просечек и кайм (рис. 6д–е).

Спектры распределения РЗЭ в алланите, монаците, ксенотиме и вторичных карбонатах (рис. 8) демонстрируют относительное обогащение карбонатов La, Ce и, в меньшей степени, Pr. Отношение La*/Nd* (нормализованное относительно C1 хондрита; Балашов, 1976) в алланите составляет 1.87–2.28, тогда как для бастнезита оно равно 2.43–2.52, для анкилита 2.17 (кайма на пирротине) и 4.76 (кайма на алланите), для водного фосфата РЗЭ (рабдофана?) 2.32–2.60. Очевидно, что при замещении алланита карбонатами и фосфатами наблюдается фракционирование РЗЭ, что связано с большей подвижностью ЛРЗЭ. Интересно, однако, что монацит с аналитической суммой 100.77 мас. %, интерпретированный нами как реликт обломочного монацита в алланите, имеет соотношение La*/Nd* 2.44, а новообразованный слабо гидратированный монацит, не связанный с алланитом – 1.87. Последнее можно объяснить метаморфогенной природой слабо гидратированного монацита, для которого источником РЗЭ были углеродистое и глинистое вещество исходного осадка. По-видимому, диапазон 1.87–2.28 для La*/Nd* отношения в алланите можно интерпретировать как результат поступления РЗЭ из разных источников – обломочного монацита и углеродистого и глинистого вещества исходных пород.

Спектры РЗЭ метаосадочных пород михайловской свиты (рис. 8) в своей легкой части повторяют

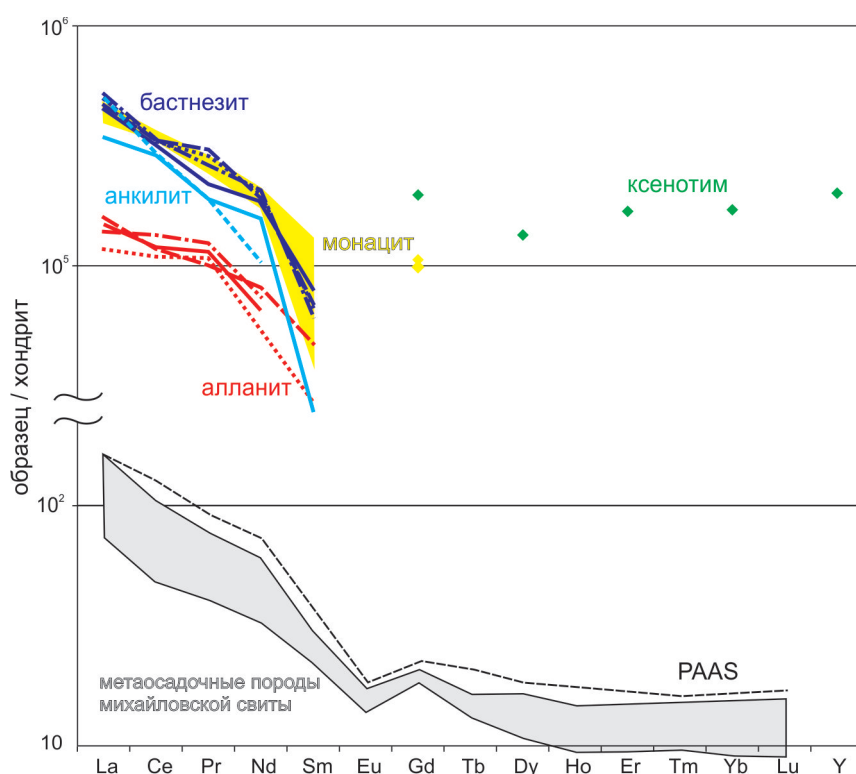


Рис. 8. Спектры распределения РЗЭ в алланите, анкилите, бастнезите, монаците (включая водные фосфаты ЛРЗЭ) и ксенотиме.

Спектры РЗЭ приведены по (Tarasova et al., 2016) для метасадочных пород михайловской свиты и (McLennan, 1989) для пост-архейского австралийского сланца (Post-Archean Australian Shale, PAAS). Для нормирования использованы данные по хондриту из (Балашов, 1976).

Fig. 8. REE patterns of allanite, ancyllite, bastneaseite, monazite (including aqueous LREE phosphates) and xenotime.

The REE patterns are given after (Tarasova et al., 2016) for metasedimentary rocks of the Mikhailovka Formation and (McLennan, 1989) for the Post-Archean Australian Shale (PAAS). The REE contents are chondrite-normalized after (Balashov, 1976).

наклон спектров РЗЭ для вторичных карбонатов и фосфатов, а в тяжелой – возможно, близки спектру ксенотима. Влияние обломочных фаз, прежде всего апатита и циркона, на общий баланс РЗЭ не учитывалось, однако, широкое распространение собственных минералов РЗЭ (рис. 5) свидетельствует об их значимой роли в распределении РЗЭ в породах михайловской свиты.

Перспективы датирования РЗЭ минералов.

Применение алланита в геохронологических исследованиях получило распространение в 2000-х годах (Catlos et al., 2000). U-Th-Pb локальное датирование проводится с помощью методов вторично-ионной SIMS (Catlos et al., 2000) и термально-ионизационной масс-спектрометрии TIMS (Oberli et al., 2004), а также с использованием высокоразрешающего ионного зонда SHRIMP и масс-спектрометрии с лазерной абляцией ЛА ИСП МС (Gregory et al., 2007). Основной проблемой для геохронологии яв-

ляются высокие содержания общего Pb в алланите (Giere, Sorensen, 2004). Однако существуют методы решения этой проблемы: например, при U-Th-Pb датировании алланита методом ЛА ИСП МС для точной корректировки общего Pb используется измеренный изотопный состав Pb в ассоциирующих хлорите и альбите (Cenki-Tok et al., 2013). Не менее важна сохранность алланита.

В изученных образцах степень изменения алланита различна – от практически неизмененного до интенсивно замещенного вторичными карбонатами и фосфатами. На возможность его метамиктизации указывают низкие аналитические суммы анализов (табл. 2). Тем не менее, при петрографическом изучении следы разрушения структуры алланита не обнаружены (рис. 4ж-и). Алланит с низкими аналитическими суммами без следов вторичного изменения описан в хлорит-мусковитовом филлите серии Малых Гималаев из восточного Непала (Бело-

губ и др., 2018). Методом дифракции отраженных электронов установлена кристалличность этого алланита без признаков метамиктизации. Вероятно, парное датирование алланита и метаморфогенного монацита позволило бы установить время метаморфизма пород михайловской свиты, при этом представляется возможным и датирование поздних гидротермальных процессов по вторичным карбонатам и водным фосфатам.

Заключение

Алланит в углеродистых сланцах михайловской свиты является типичным метаморфогенным минералом, кристаллизовавшимся в условиях хлорит-мусковитовой субфации зеленосланцевой фации выше изограды ильменита (пирротина) до последнего этапа пластической деформации и складкообразования. Источниками металлов для его образования, по-видимому, были сорбированные на органическом веществе и глинистых минералах РЗЭ и Th, которые высвобождались в процессе метаморфизма, а также детритовый монацит. Значительно более редки находки метаморфогенных монацита и ксенотима. Поздние гидротермально-метасоматические процессы привели к замещению алланита гидроксикарбонатами и водными фосфатами легких РЗЭ, при этом Th связывался в виде водосодержащего силиката.

Авторы искренне благодарны сотрудникам ФГУП ВИМС за предоставленные образцы для исследований и М.А. Юдовской за ценные замечания. Работа выполнена в рамках бюджетной темы ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН № 075-00880-22-00.

Литература

- Балашов Ю.А.** (1976) Геохимия редкоземельных элементов. Москва, Недра, 267 с.
- Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Шиловских В.В., Блинов И.А., Паленова Е.Е.** (2022) Минералы-концентраты РЗЭ и Th в метапесчаниках Удоканского бассейна (Россия). *Минералогия*, 8(2), 64–83.
- Белогуб Е.В., Шиловских В.В., Новоселов К.А.** (2018) Минералы-концентраты редкоземельных элементов из филлитов зоны главного центрального надвига в р-не Таморского «окна», Восточный Непал. *Минералогия*, 4(3), 70–81.
- Буряк В.А.** (1982) Метаморфизм и рудообразование. Москва, Недра, 256 с.
- Буряк В.А., Бакулин Ю.И.** (1998) Металлогения золота. Владивосток, Дальнаука, 403 с.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М.** (1997) Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток, Дальнаука, 156 с.
- Вуд Б.Л., Попов Н.П.** (2006) Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь). *Геология и геофизика*, 47(3), 315–341.
- Гильберт А.Э., Шацкий В.С., Козьменко О.А. и др.** (1988) Геохимические особенности эколлитов некоторых метаморфических комплексов СССР. *Доклады АН СССР*, 302(1), 181–183.
- Иванов А.И.** (2014) Золото Байкало-Патомы (геология, минерализация, перспективы). Москва, ЦНИГРИ, 215 с.
- Иванов А.И., Лифшиц В.И., Перевалов О.В., Страхова Т.М., Яблоновский Б.В., Грайзер М.И., Ильинская Х.Г., Головенко В.К.** (1995) Докембрий Патомского нагорья. Москва, Недра, 352 с.
- Казакевич Ю.П., Шер С.Д., Жданова Т.П., Стороженько А.А., Кондратенко А.К., Николаева Л.А., Аминев В.Б.** (1971). Ленский золотоносный район. Том 2. Москва, Недра, 163 с.
- Колонин Г.Р., Моргунов К.Г., Широнослова Г.П.** (2001) Банк данных констант устойчивости комплексных соединений редкоземельных элементов в широком интервале температур и давлений. *Геология и геофизика*, 42(6), 881–890.
- Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А.** (2009) Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным. *Геохимия*, 10, 1108–1118.
- Кучеренко И.В., Гаврилов Р.Ю., Мартыненко В.Г., Верховин А.В.** (2011) Петролого-геохимические черты окорудного метасоматизма в золоторудном месторождении Сухой Лог (Ленский район). Ч. 2. Петрология окорудного метасоматизма. *Известия Томского политехнического университета*, 320(1), 28–37.
- Ланда Э.А., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В. и др.** (2006) Изотопно-геохимические и геохронологические особенности золоторудного месторождения Ходокан (Восточная Сибирь). *Региональная геология и металлогения*, 28, 144–152.
- Немеров В.К.** (1989) Геохимическая специализация позднедокембрийских черных сланцев Байкало-Патомского нагорья. *Диссертация на соискание степени кандидата геолого-минералогических наук*. Иркутск, ИГГ СО РАН, 144 с.
- Онищенко С.А., Сокерина Н.В.** (2021) Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район). *Геология рудных месторождений*, 63(2), 154–173.
- Рундквист И.К., Бобров В.А., Смирнова Т.Н., Смирнов М.Ю., Данилова М.Ю., Ашулов А.А.** (1992)

Этапы формирования Бодайбинского золоторудного района. *Геология рудных месторождений*, **34**(6), 3–15.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Богомолов Е.С., Котов А.Б. (2011) Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса. *Геотектоника*, **5**, 17–51.

Шепель Е.В., Аюпова Н.Р., Рассомахин М.А., Хворов П.В. (2021) Торий-уран-редкоземельная минерализация Угаханского золоторудного месторождения в углеродистых сланцах, Бодайбинский рудный район (Иркутская обл.). *Минералогия*, **7**(3), 78–93.

Шер С.Д. (1972) Металлогения золота. Москва, Недра, 296 с.

Юдович Я.Э., Кетрис М.П. (1994) Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург, УИФ Наука. 304 с.

Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. *XI Goldschmidt Conference Abstracts*. Hot Springs, Virginia, USA.

Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from south-western Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta.*, **60**, 1341–1354.

Budyak A.E., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2016) Geodynamic Background for Large-Scale Mineralization in the Southern Environs of the Siberian Craton in the Proterozoic. *Doklady Earth Sciences*, **470**(2), 1063–1066.

Catlos E.J., Sorensen S.S., Harrison T.M. (2000) Th-Pb ion-microprobe dating of allanite. *American Mineralogist*, **85**, 633–648.

Cenki-Tok B., Darling J.R., Rolland Y., Dhui-me B., Storey C.D. (2013) Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova*, **0**, 1–9. doi: 10.1111/ter.12066

Chugaev A.V., Budyak A.E., Chernyshev I.V., Dubinina E.O., Gareev B.I., Shatagin K.N., Tarasova Yu.I., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2018) Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and $\delta^{34}\text{S}$) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom Belt (Northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*, **26**(3), 213–245.

Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I. (2022) ^{40}Ar – ^{39}Ar and Rb–Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, **144**, 104855.

Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Semeikina L.K., Yudovskaya M.A. (1996) Modes of occurrence of the platinum group elements and their origin in the Sukhoi Log

Gold Deposit (Russia). *Geology of Ore Deposits*, **38**(6), 413–428.

Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Y., Lishnevskiy E.N. (2004) Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, **24**, 7–44.

Donskaya T.V. (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, **348**, 105869.

Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N. (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2700

Gieré R., Sorensen S.S. (2004) Allanite and Other REE-Rich Epidote-Group Minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, **56**, 431–493.

Gregory C.J., Rubatto D., Allen C.M., Williams I.S., Hermann J., Ireland T. (2007) Allanite microgeochronology: a LA-ICP-MS and SHRIMP U-Th-Pb study. *Chemical Geology*, **245**, 162–182.

Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P. (1979) The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terranes affected by burial metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, **71**, 23–44.

Kohn M.J., Malloy A.M. (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**, 101–113.

Kranidiotis P., MacLean W.H. (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, **82**, 1898–1911.

Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z. (2007). Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Economic Geology*, **102**, 1233–1267.

McLennan S.M. (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. In: Lipin D.R., McKay G.A. (eds.) *Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. Reviews in Mineralogy*, **21**, 169–200.

Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M. (2008). Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **72**, 2377–2391.

Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A. (2016) Hydrothermal transport, deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology*, **439**, 13–42.

Muecke G.K., Pride C., Sarkar P. (1979) Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. Origin

and distribution of the elements / Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press, 449–464.

Neymark L.A., Holm-Denoma C.S., Larin A.M., Moscati R.J., Plotkina Yu.V. (2021) LA-ICPMS U-Pb dating reveals cassiterite inheritance in the Yazov granite, Eastern Siberia: Implications for tin mineralization. *Mineralium Deposita*, 56, 1177–1194.

Oberli F., Meier M., Berger A., Rosenberg C., Gieré R. (2004) U-Th-Pb and $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2543–2560.

Palenova E.E., Belogub E.V., Lebedeva S.M., Shtenberg M.B., Mironov A.B., Khvorov P.V. (2014) Florencite from gold bearing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. *XXI Meeting of the International Mineralogical Association IMA-2014*. Johannesburg, 344.

Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U-Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58.

Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M. (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, 52, 769–774.

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015). Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267, 39–71.

Prokofiev V.Yu., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 111, 102988.

Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, 601–632.

Rasmussen B., Fletcher I.R., McNaughton N.J. (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963–966.

Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 670–690.

Skuzovatov S.Yu., Wang K.L., Shatsky V.S., Buslov M.M. (2016) Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic

significance of felsic magmatism. *Precambrian Research*, 280, 14–30.

Spear F.S. (2010) Monazite–allanite phase relations in metapelites. *Chemical Geology*, 279, 55–62.

Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. (2016) Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(4), 663–677.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 453–481.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geology of Ore Deposits*, 53, 27–57.

References

Ague J.J. (2001) Transport of rare earth elements by fluids during Barrovian-style metamorphism. XI *Goldschmidt Conference Abstracts*. Hot Springs, Virginia, USA.

Balashov Yu.A. (1976) [REE geochemistry]. Moscow, Nedra, 267 p.

Belogub E.V., Novoselov K.A., Shilovskikh V.V., Blinov I.A., Palenova E.E. (2022) [REE and Th minerals in the metasandstones of the Udokan basin (Russia)]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 8(2), 64–83. (in Russian)

Belogub E.V., Shilovskikh V.V., Novoselov K.A. (2018) [REE minerals of phyllites of the Main Central Thrust of the Tamor Window area, Eastern Nepal]. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 4(3), 70–81. (in Russian)

Bingen B., Demaiffe D., Hertogen J. (1996) Redistribution of rare earth elements, thorium, and uranium over accessory minerals in the course of amphibolite to granulite facies metamorphism: The role of apatite and monazite in orthogneisses from south-western Norway. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 1341–1354.

Budyak A.E., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu. (2016) Geodynamic Background for Large-Scale Mineralization in the Southern Environs of the Siberian Craton in the Proterozoic. *Doklady Earth Sciences*, 470(2), 1063–1066.

Buryak V.A. (1982) [Metamorphism and ore formation]. Moscow, Nauka, 256 p. (in Russian)

Buryak V.A., Bakulin Yu.I. (1998) [Metallogeny of gold]. Vladivostok, Dal'nauka, 403 p. (in Russian)

Buryak V.A., Khmelevskaya N.M. (1997) [Sukhoi Log – one of the world's largest gold deposit: genesis, localization of ore, and forecasting criteria]. Vladivostok, Dal'nauka, 156 p. (in Russian)

- Catlos E.J., Sorensen S.S., Harrison T.M.** (2000) Th-Pb ion-microprobe dating of allanite. *American Mineralogist*, 85, 633–648.
- Cenki-Tok B., Darling J.R., Rolland Y., Dhui-me B., Storey C.D.** (2013) Direct dating of mid-crustal shear zones with synkinematic allanite: new in situ U-Th-Pb geochronological approaches applied to the Mont Blanc massif. *Terra Nova*, 0, 1–9. doi: 10.1111/ter.12066
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Chernyshev I.V., Dubinina E.O., Gareev B.I., Shatagin K.N., Tarasova Yu.I., Goryachev N.A., Skuzovatov S.Yu.** (2018) Isotopic (Sm–Nd, Pb–Pb, and $\delta^{34}\text{S}$) and geochemical characteristics of the metasedimentary rocks of the Baikal–Patom Belt (Northern Transbaikalia) and evolution of the sedimentary basin in the Neoproterozoic. *Petrology*, 26(3), 213–245.
- Chugaev A.V., Budyak A.E., Larionova Yu.O., Chernyshev I.V., Travin A.V., Tarasova Yu.I., Gareev B.I., Batalin G.A., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I.** (2022) 40Ar–39Ar and Rb–Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo District (Northern Transbaikalia, Russia). *Ore Geology Reviews*, 144, 104855.
- Distler V.V., Mitrofanov G.L., Nemerov V.K., Kovalenker V.A., Mokhov A.V., Semeikina L.K., Yudovskaya M.A.** (1996) Modes of occurrence of the platinum group elements and their origin in the Sukhoi Log gold deposit (Russia). *Geology of Ore Deposits*, 38(6), 413–428.
- Distler V.V., Yudovskaya M.A., Mitrofanov G.L., Prokof'ev V.Y., Lishnevskiy E.N.** (2004) Geology, composition and genesis of the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia. *Ore Geology Reviews*, 24, 7–44.
- Donskaya T.V.** (2020) Assembly of the Siberian Craton: Constraints from Paleoproterozoic granitoids. *Precambrian Research*, 348, 105869.
- Ernst R.E., Hamilton M.A., Söderlund U., Hanes J.A., Gladkochub D.P., Okrugin A.V., Kolotilina T., Mekhonoshin A.S., Bleeker W., LeCheminant A.N., Buchan K.L., Chamberlain K.R., Didenko A.N.** (2016) Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic. *Nature Geoscience*. DOI: 10.1038/NGEO2700
- Gieré R., Sorensen S.S.** (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 56, 431–493.
- Gilbert A.E., Shatsky V.S., Kozmenko O.A. et al.** (1988) [Geochemical features of eclogite from several USSR metamorphic complexes]. *Doklady AN SSSR [Doklady of Academy of Sciences of the USSR]*, 302(1), 181–183. (in Russian)
- Gregory C.J., Rubatto D., Allen C.M., Williams I.S., Hermann J., Ireland T.** (2007) Allanite microgeochronology: a LA-ICP-MS and SHRIMP U-Th-Pb study. *Chemical Geology*, 245, 162–182.
- Hellman P.L., Smith R.E., Henderson P.** (1979) The mobility of the rare earth elements: Evidence and implications from selected terraines affected by burial metamorphism. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 71, 23–44.
- Ivanov A.I.** (2014). [Gold of Baikal-Patom (geology, mineralization, perspectives)]. Moscow, TSNIGRI, 215 p. (in Russian)
- Ivanov A.I., Lifshits V.I., Perevalov T.M., Strakhova T.M., Yablonovsky B.V., Graizer M.I., Il'inskaya H.G., Golovenok V.K.** (1995). [Precambrian of the Patom Highlands]. Moscow, Nedra, 262 p. (in Russian)
- Kazakevich Yu.P., Sher S.D., Zdanova T.P., Storozhenko A.A., Kondratenko A.K., Nikolaeva L.A., Aminev V.B.** (1971). [Lena gold-bearing region]. Volume 2. Moscow, Nedra, 163 p. (in Russian)
- Kohn M.J., Malloy A.M.** (2004) Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 101–113.
- Kolonin G.R., Morgunov K.G., Shironosova G.P.** (2001) [Databank of chemoresistance coefficients of REE complex compound at the different PT]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 42(6), 881–890. (in Russian)
- Kranidiotis P., MacLean W.H.** (1987) Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82, 1898–1911.
- Kryazhev S.G., Ustinov V.I., Grinenko V.A.** (2009) Fluid regime at the Sukhoi Log gold deposit: isotopic evidence. *Geochemistry International*, 47, 1041–1049.
- Kucherenko I.V., Gavrilov R.Yu., Martunenkov V.G., Verchozin A.V.** (2011). [Petrological-geochemical features of wallrock metasomatism in the Sukhoi Log gold deposit (Lena Region). Part 2. In: Petrology of wallrock metasomatism]. *Izvestiya Tomskogo politehnicheskogo universiteta [Proceedings of Tomsk Technical University]*, 320, 28–37. (in Russian)
- Landa E.A., Makar'ev L.B., Bylinskaya L.V.** (2006) [Isotope geochemistry and geochronology of the Khodokan gold deposit, East Siberia]. Regional'naya geologiya i metallogeniya [Regional Geology and Metallogeny], 28, 144–152. (in Russian)
- Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L., Chang Z.** (2007). Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia. *Economic Geology*, 102, 1233–1267.
- McLennan S.M.** (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes / In: Lipin D.R., McKay G.A (eds.) Geochemistry and mineralogy of rare earth elements. *Reviews in Mineralogy*, 21, 169–200.
- Meffre S., Large R.R., Scott R., Woodhead J., Chang Z., Gilbert S.E., Danyushevsky L.V., Maslennikov V., Hergt J.M.** (2008). Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, 2377–2391.
- Migdisov A., Williams-Jones A.E., Brugger J., Caporuscio F.A.** (2016) Hydrothermal transport,

deposition, and fractionation of the REE: Experimental data and thermodynamic calculations. *Chemical Geology*, 439, 13–42.

Muecke G.K., Pride C., Sarkar P. (1979) Rare-earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. Origin and distribution of the elements / Ed. L.H. Ahrens. Pergamon Press, 449–464.

Nemerov V.K. (1989) [Geochemical specialization of the Late Precambrian black shales of the Baikal-Patom Highlands]. Dissertatsiya na soiskanie stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk [Dissertation of Candidate of Geological-Mineralogical Sciences]. Irkutsk, 144 p. (in Russian)

Neymark L.A., Holm-Denoma C.S., Larin A.M., Moscati R.J., Plotkina Yu.V. (2021) LA-ICPMS U-Pb dating reveals cassiterite inheritance in the Yazov granite, Eastern Siberia: Implications for tin mineralization. *Mineralium Deposita*, 56, 1177–1194.

Oberli F., Meier M., Berger A., Rosenberg C., Gieré R. (2004) U-Th-Pb and $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium isotope systematics: precise accessory mineral chronology and melt evolution tracing in the Alpine Bergell intrusion. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68, 2543–2560.

Onishchenko S.A., Sokerina N.V. (2021) Features of the formation of the Golets Vysoshaishii gold-ore black-shale deposit (Bodaibo ore district). *Geology of Ore Deposits*, 63, 138–155.

Palenova E.E., Belogub E.V., Lebedeva S.M., Shtenberg M.B., Mironov A.B., Khvorov P.V. (2014) Florencite from gold bearing black shale from Lena gold province, Eastern Siberia, Russia. *XXI Meeting of the International Mineralogical Association IMA-2014*. Johannesburg, 344.

Palenova E.E., Yudovskaya M.A., Frei D., Rodionov N.V. (2019) Detrital zircon U-Pb ages of Paleo- to Neoproterozoic black shales of the Baikal-Patom Highlands in Siberia with implications to timing of metamorphism and gold mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 174, 37–58.

Piilonen P.C., Rowe R., Poirier G., Grice J.D., McDonald A.M. (2014) Discreditation of Thorogummite. *The Canadian Mineralogist*, 52, 769–774.

Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N., Kapitonov I., Hourigan J. (2015). Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia. *Precambrian Research*, 267, 39–71.

Prokofiev V.Yu., Safonov Y.G., Lüders V., Borovikov A.A., Kotov A.A., Zlobina T.M., Murashov K.Yu., Yudovskaya M.A., Selektor S.L. (2019) The sources of mineralizing fluids of orogenic gold deposits of the Baikal-Patom and Muya areas, Siberia: Constraints from the C and N stable isotope compositions of fluid inclusions. *Ore Geology Reviews*, 111, 102988.

Rasmussen B. (1996) Early-diagenetic REE-phosphate minerals (florencite, gorceixite, crandallite, and xenotime) in marine sandstones: a major sink for oceanic phosphorus. *American Journal of Science*, 296, 601–632.

Rasmussen B., Fletcher I.R., McNaughton N.J. (2001) Dating low-grade metamorphic events by SHRIMP U-Pb analysis of monazite in shales. *Geology*, 29, 963–966.

Rasmussen B., Fletcher I.R., Muhling J.R. (2007) In situ U-Pb dating and element mapping of three generations of monazite: Unravelling cryptic tectonothermal events in low-grade terranes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 670–690.

Rundqvist I.K., Bobrov V.A., Smirnova T.N., Smirnov M.Y., Danilova M.Y., Ascheulov A.A. (1992) [Stages of formation of the Bodaibo Ore District]. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy [Geology of Ore Deposits]*, 34, 3–15. (in Russian)

Rytsk Y.Y., Kovach V.P., Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I., Bogomolov E.S., Kotov A.B. (2011) Isotopic structure and evolution of the continental crust in the East Transbaikalian segment of the Central Asian Fold belt. *Geotectonics*, 45, 349–377.

Shepel E.V., Ayupova N.R., Rassomakhin M.A., Khvorov P.V. (2021) Thorium, uranium and rare earth mineralization in rocks of the Ugakhan gold deposit, Bodaibo ore region. *Mineralogiya [Mineralogy]*, 7(3), 78–93. (in Russian)

Sher S.D. (1972) [Metallogeny of gold]. Moscow, Nedra, 296 p. (in Russian)

Skuzovatov S.Yu., Wang K.L., Shatsky V.S., Buslov M.M. (2016) Geochemistry, zircon U-Pb age and Hf isotopes of the North Muya block granitoids (Central Asian Orogenic Belt): Constraints on petrogenesis and geodynamic significance of felsic magmatism. *Precambrian Research*, 280, 14–30.

Spear F.S. (2010) Monazite–allanite phase relations in metapelites. *Chemical Geology*, 279, 55–62.

Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. (2016) Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(4), 663–677.

Yudovich Y.E., Ketris M.P. (1994) [Trace elements in black shales]. Yekaterinburg, UIF Nauka, 303 p. (in Russian)

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Yu., Akinfiyev N.N. (2016) Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits. *Geoscience Frontiers*, 7(3), 453–481.

Yudovskaya M.A., Distler V.V., Rodionov N.V., Mokhov A.V., Antonov A.V., Sergeev S.A. (2011) Relationship between metamorphism and ore formation at the Sukhoi Log gold deposit hosted in black slates from the data of U-Th-Pb isotopic SHRIMP-dating of accessory minerals. *Geology of Ore Deposits*, 53, 27–57.

Wood B.L., Popov N.P. (2006) [The giant Sukhoi Log gold deposit]. *Geologiya i geofizika [Geology and Geophysics]*, 47, 315–341. (in Russian)