



# ГЕОЛОГИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Журнал по всем теоретическим и прикладным аспектам генезиса рудных месторождений.



# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

Том 66, номер 6, 2024

---

---

Рудноалтайский колчеданно-полиметаллический пояс (Россия, Казахстан) и факторы его формирования <i>И. В. Викентьев, М. Л. Куйбида, В. А. Яковлев, Я. Ю. Шелепов, А. В. Чугаев</i>	567
Золото в пирите: термодинамическая модель сокристаллизации в хлоридных флюидах <i>В. Ю. Прокофьев, Н. Н. Акинфиев, Н. С. Бортников</i>	604
Месторождения лития от мезоархея до современного периода: их типы, распределение в геологическом времени, разведанная ресурсная база <i>А. В. Ткачев, Н. А. Вишнеvская, Е. И. Чесалова</i>	617
Воймаканское месторождение аподоломитового нефрита, Средне-Витимская горная страна: условия формирования <i>Е. В. Кислов, И. С. Гончарук, В. В. Вантеев, В. Ф. Посохов</i>	648
Минеральные ассоциации и генезис платинометального оруденения интрузии Вуручуайвенч, Кольский полуостров, Россия <i>Т. Л. Гроховская</i>	668
Платино-палладиевое рудопроявление Василюновское – новый тип минерализации в офиолитах Полярного Урала. Сообщение 1. Геологическая позиция и минералогия <i>И. В. Викентьев, Е. Э. Тюкова, В. Д. Мокрий, Ю. Н. Иванова, А. С. Шуйский, И. Д. Соболев</i>	699
С честью и достоинством: к 140-летию со дня рождения Александра Николаевича Заварицкого <i>Н. С. Бортников, И. В. Викентьев, К. Е. Дегтярев, И. Г. Малахова</i>	730
Основоположник моделирования процессов околорудного метасоматоза. К 90-летию Георгия Павловича Зарайского (1934–2009) <i>В. Ю. Чевычелов, В. Н. Балашов, Ю. Б. Шаповалов, И. В. Викентьев</i>	738

---

---

# Contents

---

---

**Vol. 66, No. 6, 2024**

---

---

Rudny Altai VMS-polymetallic belt (Russia, Kazakhstan) and its formation factors <i>I. V. Vikentyev, M. L. Kuibida, V. A. Yakovlev, Ya. Yu. Shelepov, A. V. Chugaev</i>	567
Gold in pyrite: thermodynamic model of socrystallization in chloride fluids <i>V. Yu. Prokofiev, N. N. Akinfev, N. S. Bortnikov</i>	604
Lithium deposits from the mesoarchean to present: their types, distribution in geological time, explored resource base <i>A. V. Tkachev, N. A. Vishnevskaya, E. I. Chesalova</i>	617
Voimakán deposit of dolomite type nephrite, Middle-vitim mountain country: formation conditions <i>E. V. Kislov, I. S. Goncharuk, V. V. Vanteev, V. F. Posokhov</i>	648
Mineral assemblages and the genesis of platinum metal mineralization of the Vuruchuayvench intrusion (Kola Peninsula, Russia) <i>T. L. Grokhovskaya</i>	668
Vasilinovskoe platinum-palladium occurrence – a new type of mineralization in the ophiolites of the Polar Urals. Report 1. Geological position and mineralogy <i>I. V. Vikentyev, E. E. Tyukova, V. D. Mokry, Yu. N. Ivanova, A. S. Shuisky, I. D. Sobolev</i>	699
With honor and dignity. On the 140th anniversary of the birth of Alexander Nikolaevich Zavaritsky <i>N. S. Bortnikov, I. V. Vikentyev, K. E. Degtyarev, I. G. Malakhova</i>	730
The founder of the modeling of processes of near-ore metasomatism. On the 90th anniversary of Georgy Pavlovich Zaráisky (1934–2009) <i>V. Yu. Chevychelov, V. N. Balashov, Yu. B. Shapovalov, I. V. Vikentyev</i>	738

---

---

УДК 553.411 (470.5)

## РУДНОАЛТАЙСКИЙ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЙ ПОЯС (РОССИЯ, КАЗАХСТАН) И ФАКТОРЫ ЕГО ФОРМИРОВАНИЯ

©2024 г. И. В. Викентьев<sup>1</sup>, \*, М. Л. Куйбида<sup>2</sup>, В. А. Яковлев<sup>2</sup>, Я. Ю. Шелепов<sup>2</sup>, А. В. Чугаев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН,  
пр. Акад. Коптюга, 3, Новосибирск, 630090 Россия

\*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 29.09.2023 г.

После доработки 20.08.2024 г.

Принята к публикации 30.08.2024 г.

Представлены современный металлогенический обзор Рудного Алтая и результаты изучения пород базитового ряда, связанных с антидромной контрастной базальт-риолитовой формацией, которая проявилась как следствие рифтогенных процессов. В пределах Рудноалтайского полиметаллического пояса выделяется две линейные металлогенические подзоны, вытянутые в северо-западном направлении. Основной является Змеиногогорско-Зырянская подзона: она включает 2/3 месторождений всего пояса, 3/4 запасов Zn, Pb, Cu и 4/5 запасов Au и Ag, которые ассоциируют с базальт-риолитовой формацией эмс-живетского возраста. Приртышская металлогеническая подзона – менее значимая – простирается к юго-западу от нее, тяготея к Иртышской зоне смятия, и сложена в основном образованиями базальт-риолитовой формации эйфельско-раннефаменского возраста. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации шло на фоне трансензионного режима деформирования (растяжение со сдвигом), с формированием бассейнов “pull-apart”. С учетом кинематических характеристик и пространственного положения разломов девонскую архитектуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур. Анализ индикаторных редкоэлементных характеристик в породах базитового ряда указывает, что их инициальные родительские магмы являлись продуктом частичного плавления метасоматизированной литосферной мантии. Изотопные Rb-Rb реконструкции для источника рудного свинца в совокупности с выдержанностью его изотопного состава также позволяют в качестве его источника рассматривать литосферную мантию. Мантийный источник последующих базитовых фаз, вероятнее всего, соответствовал веществу астеносферы, которая должна была подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Генерация существенных объемов кислых вулканических серий, с которыми генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения, вероятнее всего, была связана с масштабным плавлением достаточно мощного терригенного осадочного чехла додевонского палеошельфа под воздействием мантийных магм. Смена типов девонского оруденения рассматривается как следствие изменения характера вулканизма, инициированного синсдвиговым растяжением земной коры. Это соответствует представлениям о формировании колчеданных рудообразующих систем в вулканогенных формациях (VMS) в связи с периодами гидротермальной активности при апвеллинге базитовых магм в обстановках растяжения. Антидромная природа развития магматизма обусловила направленную эволюцию металлогении региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (Зырянское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское). Полученные результаты согласуются с моделью развития окраинных задуговых бассейнов, когда в процессе их постепенного расширения и отката субдуцирующей плиты происходит подъем мантийного диапира, вследствие чего нижнелитосферные очаги базитового магматизма сменяются астеносферными.

*Ключевые слова:* колчеданные месторождения, рифтогенез, базальт-риолитовая формация, островная дуга, петрогеохимия, изотопный состав Rb, литосферная мантия

DOI: 10.31857/S0016777024060016, EDN: webwnb

## ВВЕДЕНИЕ

Рудный Алтай — линейная зона северо-западного простирания в юго-западном обрамлении Алтае-Саянской складчатой системы, в области ее перехода к герцинидам Казахстана. Рудноалтайский полиметаллический пояс является важнейшей горнорудной провинцией России и Казахстана. На территории Рудного Алтая известно более тысячи рудных объектов, в том числе свыше 70 промышленных. Наиболее крупные из них Риддер-Сокольное и Тишинское месторождения расположены в пределах Лениногорского рудного района. Последний всегда был ключевым при разработке концепций генезиса колчеданного рудообразования: (1) вулканогенного, преимущественно гидротермально-осадочного, начиная с 50-х годов XX века (Шадлун, 1951; Вейц, 1953; Щерба, 1983, Еремин, 1983 и др.); (2) эпигенетического, связанного с поздними гранитоидами и дайками пестрого состава — в первой половине и, особенно, в середине столетия (Пилипенко, 1915; Падалка, 1929; Иванкин, 1954; Сатпаев, 1954/1999; Каюпов и др., 1957 и др.). Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая в подавляющем большинстве случаев приурочены к вулканическим, субвулканическим и вулканогенно-осадочным породам девонской контрастной базальт-риолитовой формации и к ассоциирующим с ними осадочным отложениям.

Планомерное геологическое изучение Рудного Алтая было начато лишь в послереволюционный период с мелко- и среднемасштабных геологических съемок В.К. Котульского и И.Ф. Григорьева (Котульский, 1919). Последний проводил здесь интенсивные работы с 1918 г. вплоть до 1930-х гг.; возглавлял и направлял исследования в годы первых пятилеток (Григорьев, 1927, 1932, 1934); в годы Великой Отечественной войны он руководил Казахским филиалом АН СССР и мобилизацией природных ресурсов Казахстана на нужды обороны. В это время были выполнены первые обобщения (Григорьев, 1940; Яковлев, 1955, 1957). В 1970–77 гг. на Рудном Алтае под общей координацией Д.И. Горжевского и Г.Ф. Яковлева шел наиболее крупный и важный по результатам этап прогнозно-металлогенических исследований. Проводились работы по составлению прогнозной карты Рудного Алтая — это более 60 листов масштаба 1 : 50000, охватывающих его важнейшие районы. В этой колоссальной по объему работе приняли участие коллективы местных геологических организаций

Восточно-Казахстанского и Западно-Сибирского геологических управлений, а также из МГУ, ЦНИГРИ, МГРИ, ИМГРЭ, ГЕОХИ РАН, ВСЕГЕИ, ИГН им. Сатпаева, КазИМСа и др.

Впервые важное место в комплексе прогнозных исследований занял палеовулканологический анализ, была признана необходимость составления структурно-формационных карт как основы прогнозирования, с элементами палеовулканологических реконструкций (Старостин и др., 1973; Вулканогенные..., 1978; Яковлев, 1984). Результаты этих работ и последующие этапы реализации прогнозов наглядно показали ведущую роль в размещении колчеданно-полиметаллических месторождений вулканогенных и вулканотектонических факторов (Авдонин, 1981; Трофимов, 1981; Палеовулканологический..., 1984; Викентьев, 1986). Ключевым результатом стало открытие в Лениногорском рудном районе месторождений Ново-Лениногорское, Чекмарь, Анисимов Ключ и Снегирихинское, а также новых месторождений и крупных рудных залежей на флангах ранее известных месторождений в других районах Рудного Алтая. В то же время существенное значение придавалось и рассмотрению структурно-тектонических критериев размещения оруденения (Горжевский и др., 1977; Демин, Демина, 1985; Дергачев, Старостин, 1988; Yakubchuk et al., 2005), которое являлось развитием многих прежних представлений (Нехорошев, 1938; Яковлев, 1957; Иванкин, 1957 и др.). С самых ранних работ было обращено внимание на существенный метаморфизм большей части колчеданных месторождений Алтая: региональный, тесно связанный с формированием зон смятия (Шадлун, 1951; Щерба, Паталаха, 1966; Старостин и др., 1973, 1989; Викентьев, 1987; Vikentyev, 1995) и контактовый (Демин, Ловчук, 1971; Yakovlev et al., 1977).

Детали процесса колчеданного оруденения продолжают оставаться предметом дискуссии, особенно природа рудоносного вулканизма (Проблемы генезиса ..., 1977; Вулканогенные ..., 1978; Промыслова, 2005; Большой Алтай ..., 2000; Кузнецов и др., 2019; Куйбида и др., 2019; Кудрявцева и др., 2022). Большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая рассматриваются как близкий аналог объектов типа Куроко (Еремин, 1983; Викентьев, 2004; Дьячков и др., 2009; Масленников и др., 2015; Гаськов, 2015), возникших в связи с формированием гидротермальных полей в обстановках субмаринного растяжения внутридуговых рифтов или же задуговых бассейнов (Geology of Kuroko deposits, 1974).

## ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОБЗОР РУДНОГО АЛТАЯ

Территория исследований расположена в западной части Алтае-Саянского сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) или Алтайского тектонического коллажа – Алтаид (Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Владимиров и др., 2003; Seltman et al., 2007; Windley et al., 2007; Буслов, 2011; Ярмолюк и др., 2013; Xiao, Santosh, 2014 и др.). Рудноалтайский блок представляет собой фронтальную часть девонской активной окраины, ограниченную Иртышской сдвиговой зоной от фрагмента плиты Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Северо-Восточной зоной смятия – от надвинутых со стороны Сибирского континента тектонических блоков Горного Алтая. К началу девонской тектоно-магматической активизации регион существовал как часть обширного, террасировано погруженного материково-шельфового бассейна в пределах пассивной окраины Сибирского континента (Елкин и др., 1994; Filippova et al., 2001). С позиции тектоники плит заложение вулканического пояса произошло на сегменте пассивной окраины с энсиматическим основанием, состоящим из каледонских океанических и островодужных фрагментов, вошедших в состав террейно-орогенного обрамления Сибирского континента на предыдущем аккреционно-коллизиионном этапе. Глубинные геофизические исследования показывают под Рудным Алтаем увеличенный “базальтовый” слой (28–36 км), сокращенный “гранитный” слой (8–14 км) с признаками базификации и гребневидный выступ границы Мохо СЗ простираения (Вулканогенные..., 1978; Щерба и др., 1984), что позволяло предположить астеносферный апвеллинг, связанный с растяжением континентальной литосферы (Большой Алтай..., 1998, 2000).

Несмотря на противоречия в интерпретации геодинамической природы Рудного Алтая (Филатов, Ширай, 1975; Вулканогенные..., 1978; Ротараш и др., 1982; Авдонин и др., 1987; Гаськов и др., 1991; Елкин и др., 1994; Берзин, Кунгурцев, 1996; Караулов, 1997; Миронов и др., 1998; Демина, Промылова, 2002; Промылова, 2005; Wu et al., 2015; He et al., 2015; Ma et al., 2018; Kuibida et al., 2020), общим для представлений большинства авторов являлся вывод о последовательности от инициального рифтогенеза ( $D_{1-2}$ ) к формированию островной дуги ( $D_3-C_1$ ). Однако, с точки зрения предлагаемых моделей,

осталось необъяснимым, чем был обусловлен инициальный бимодальный вулканизм Рудного Алтая (ранний-средний девон), развивавшийся в рифтогенной обстановке на фоне общего погружения мелководно-морского бассейна. Предшествующие островодужные ассоциации отсутствовали. При этом в позднем девоне на месте рифтогенного бассейна Рудного Алтая формировалась островная дуга с андезитовым вулканизмом (Вулканогенные..., 1978; Большой Алтай..., 1998, 2000). В этом контексте развитие бимодального вулканизма является обычным явлением обстановок растяжения, в то время как развитие андезитов обычно соответствует геодинамическим условиям сжатия (Геодинамические..., 1989; Зоненшайн, Кузьмин, 1992; Turcotte, Schubert, 2014).

С позднего живета на Рудном Алтае наиболее отчетливо проявился режим растяжения, сопровождавшегося заложением грабеноподобных прогибов, ограниченных генеральными системами северо-западных и субширотных линейных тектонических зон (Starostin et al., 1989; Викентьев, 1994, 2004; Государственная..., 2001; Владимиров и др., 2003; Основы прогноза..., 2019). Первые из них, соответствующие Иртышской и Северо-Восточной сдвиговым зонам, вероятно, были сформированы еще на стадии заложения активной окраины, поскольку контролируют размещение девонских вулканических поясов (Вулканогенные..., 1978; Авдонин и др., 1987). Формирование опережающих субширотных разломов начало происходить на рубеже между живетом и франом, о чем свидетельствует пространственно-временная связь с ними крупных рудных узлов, образованных на пересечении границ ромбовидных структур (Большой Алтай..., 1998), но не исключается и их более раннее заложение (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984).

Отметим также, что во многих работах последних десятилетий среднепалеозойская эволюция Иртыш-Зайсанского палеоокеана и Алтайской активной окраины Сибирского континента так или иначе связывалась с геодинамическими режимами косоориентированной конвергенции (Şengör et al., 1993; Добрецов и др., 1994; Буслов и др., 2003). По определению (Большой Алтай..., 1998), пассивная окраина еще до девонской активизации была “волочашейся”, что согласуется с представлениями о дрейфе и вращении Сибирского континента (Метелкин и др., 2012). По мнению (Демина, Промылова, 2002), а вслед за ними и других (He et al., 2015; Wu et

al., 2015; Ma et al., 2020), в девоне здесь была реализована рифтогенная обстановка с погружением срединно-океанического хребта. В других представлениях существовало отождествление с рифтогенезом энсиалической островной дуги Рюкю и трогом Окинава, или проводилась параллель с грабеном Таупо на о. Северный в Новой Зеландии. Также обсуждалась (Еремин, 1983; Миронов и др., 1998) аналогия между колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая и в провинции Зеленых Туфов в Японии (тип Куроко), сформированными в режиме растяжения в субмаринных условиях (Geology of Kuroko deposits, 1974). Наконец, по мнению (Буслов, 2011; Крук, 2015), начиная с позднего девона и вплоть до начала косой коллизии Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона, эволюция Алтайской активной окраины могла происходить в режиме окраинно-континентального скольжения литосферных плит (ср., Ханчук, 2000; Khanchuk et al., 2016).

В тектоническом строении Рудноалтайского блока участвует каледонский фундамент, который имеет двухуровневое строение: в верхней части развита карбонатно-терригенная формация (S-D<sub>1</sub>), сформированная в период “пассивной” континентальной обстановки, а в основании – предполагаемая метабазитовая кора (Добрецов и др., 2004; Ota et al., 2007; Safonova et al., 2011; Врублевский и др., 2016). По нашим данным, основным источником сноса обломочного материала верхней коры Рудного Алтая могли являться вулканогенные породы, близкие к таковым океанических островных дуг среднекембрийского возраста, фрагменты которых были аккрецированы к окраине Сибирского континента в раннем палеозое. Существование в составе блока докембрийской континентальной коры сомнительно, на основании данных об изотопном составе Nd в гранитоидах (Крук и др., 1999; Куйбида и др., 2013; Крук, 2015), свидетельствующих о резком преобладании здесь ювенильной коры, и данных палеонтологических исследований, указывающих только на позднесилурийско-раннедевонский (пржедолий-локховский) возраст осадков (Дубатов и др., 1980; Кульков, 1980; Козлов, Дубатов, 1994; Государственная..., 2000, 2001). В основании девонской вулканогенно-осадочной толщи обнаруживается стратиграфический перерыв и угловое несогласие с подстилающим фундаментом, обусловленные кратковременным поднятием территории на начальной (раннедевонской) стадии тектоно-магматической активизации (Большой

Алтай..., 1998; Государственная..., 2001). Согласно диагностическим признакам, рассмотренным в обзорах (Ломизе, 2003; Turcotte, Schubert, 2014), это могло являться отражением начальной стадии субдукции – в момент пододвигания океанической плиты под континентальную.

Период активизации окраины охватывает временной интервал с конца раннего девона (эмса) по ранний карбон. Вулканизм начального этапа на Рудном Алтае обладал всеми чертами антидромной контрастной базальт-риолитовой формации, проявившись как результат рифтогенных процессов в условиях мелководно-морской обстановки (Вулканогенные..., 1978; Большой Алтай..., 1998; Государственная..., 2001; Кудрявцева и др., 2022). Поступление мантийного вещества, вероятнее всего, привело к масштабному плавлению достаточно мощного терригенного осадочного чехла палеошельфа и к генерации существенно кислых магм и продуктов извержений, с которыми генетически связаны главные колчеданно-полиметаллические месторождения. Их внедрение было приурочено к линейным зонам растяжения земной коры, причем породы промежуточного петрохимического ряда почти отсутствовали, а кислые эффузивы значительно преобладали над основными. В северо-западной части Рудного Алтая эмское-франское время характеризуется мощными вспышками контрастного, преимущественно мелководного вулканизма, сопровождаемого накоплением вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ значительной (до 3.5 км) мощности, внедрением массивов субвулканических и гипабиссальных интрузивов, образованием развитых на многих уровнях разреза залежей колчеданно-полиметаллических руд, чередующихся в разрезе с преимущественно тонкотерригенными отложениями, отвечающими периодам частичного затухания вулканической деятельности. Извержения происходили преимущественно из многочисленных вулканических аппаратов центрального типа (Вулканогенные..., 1978; Палеовулканологический..., 1984; Яковлев, 1984; Государственная..., 2001).

Согласно представлению ряда авторов, вулканизм мигрировал во времени с эмса-эйфеля до живета-франа с юго-востока на северо-запад (Горжевский и др., 1977; Палеовулканологический..., 1984) или с востока на запад, как уточнено в последние десятилетия (Козлов, 2015; Кузнецов и др., 2019). При этом в отличие от Урала, с его гомодромными вулканическими сериями (Серавкин и др., 1992; Викентьев, 2004; Гаськов,

2015), эволюция вулканизма на Рудном Алтае имела антидромную направленность (Палеовулканологический..., 1984; Козлов, 2015 и др.). Антидромная природа развития магматизма обусловила специфическую металлогению региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (например, Зыряновское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Березовское, Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское, Чудакское).

Зоны смятия Рудного Алтая – Иртышская и Северо-Восточная – представляют собой долгоживущие крупные вязко-пластичные разломы глубинного заложения, крутопадающие в самых верхних частях земной коры; на дневной поверхности они выражены широкими полосами рассланцованных, перемятых и раздробленных пород, в пределах которых располагаются блоки, линзы и пластины пород, слабо тектонически нарушенных (фиг. 1). Элементы первичного залегания осадочных и вулканогенных комплексов в зонах интенсивного рассланцевания обычно полностью затушеваны, хотя в целом стратиграфическая последовательность отложений сохраняется. Участки сквозного субвертикального кливажа по существу представляют собой псевдомоноклинали, однако при картировании нередко сланцеватость принималась за слоистость. Традиционно, вслед за В.К. Котульским и В.П. Нехорошевым, восточная из этих структур именуется *Северо-Восточной зоной смятия*. Изучена она крайне неравномерно, фрагментарно (Старостин и др., 1989; Викентьев, 1994; Зиновьев, 2016), прослежена на расстояние 600 км и более. На северо-западе, в районе г. Змеиногорска, зона представляет относительно узкий (4–6 км) тектонический шов, отвечающий выходу на поверхность Южно-Тигерекского глубинного разлома. К юго-востоку зона разветвляется на крупные подзоны (с запада на восток): Кедровско-Бутачихинскую, Сакмарихинско-Ларихинскую (Центральную) и Локтевско-Караиртышскую. Далее по простиранию две последние подзоны вновь ветвятся. Таким образом, с северо-запада на юго-восток строение мобильной зоны усложняется, а ширина ее возрастает до 50 км. Ветви Северо-Восточной зоны смятия простираются через многие колчеданосные рудные поля: Греховское, Зыряновское, Богатыревско-Осочихинское, Шубинское, Тишинское,

Гусяковское, Снегирихинское. Наиболее крупные и детально изученные – Зыряновское и Тишинское рудные поля (Викентьев, 1986, 1987, 1994; Сакия, Викентьев, 1988; Мохов, Викентьев, 1988).

*Иртышская зона смятия* простирается в северо-западном направлении через весь Рудный Алтай, продолжаясь в Западную Сибирь и на юго-востоке – в Китай. Ширина ее достигает 20 км. Впервые исследована и описана В.П. Нехорошевым в 1932 г., который составил ее карту (1938). В осевой части зоны породы подвергнуты сильному метаморфизму, в результате которого образовались кристаллические сланцы, амфиболиты, гнейсы, мигматиты, а в крайних частях – смяты в сложную систему складок (Лычаков, 1980; Демин, Демина, 1985; Дергачев, Старостин, 1988).

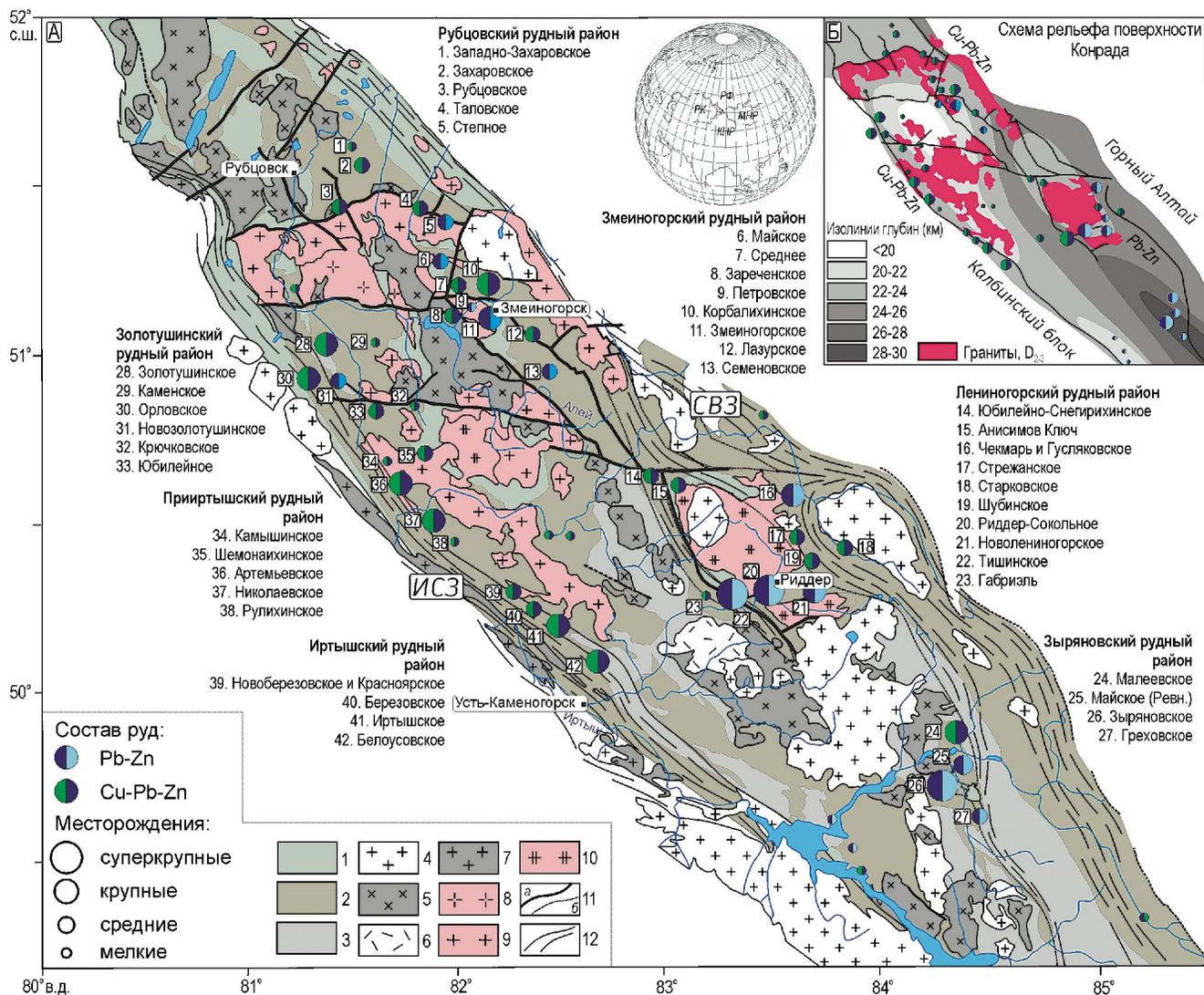
## МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ РУДНОГО АЛТАЯ

Как уже указывалось, провинция вмещает большое число значимых рудных объектов, включая множество крупных объектов, а также три суперкрупных, к числу которых относятся месторождения Риддер-Сокольное, Зыряновское и Тишинское – все они полиметаллические (табл. 1). Само подразделение на *полиметаллические* (Pb-Zn) и *колчеданно-полиметаллические* (Cu-Pb-Zn) довольно нестрогое ввиду сильной изменчивости минерального состава руд, слагающих колчеданные залежи; условно к первому подтипу отнесены залежи со средним параметром в балансовых запасах  $(Pb+Zn)/Cu \geq 10$ , а ко второму, медьсодержащему – с соотношением  $(Pb+Zn)/Cu < 10$ . С учетом отработанных (это уже более половины суммарного металлогенического потенциала), запасы колчеданных руд по провинции в целом (Россия+Казахстан) составляют ~958 млн т, 8.04 млн т Cu, 39.9 млн т Zn, 13.4 млн т Pb, 814 т Au, более 28.2 тыс т Ag.

В пределах Рудноалтайского полиметаллического пояса выделяется две линейные металлогенические подзоны, вытянутые в северо-западном направлении. Основной является Змеиногорско-Зыряновская подзона: она включает 2/3 месторождений, 3/4 запасов Zn, Pb, Cu и 4/5 запасов Au и Ag. Приртышская металлогеническая подзона – менее значимая – простирается к юго-западу от нее и тяготеет к Иртышской зоне смятия (фиг. 1). Обособленную позицию занимают два малых месторождения

с медно-пирротиновыми залежами – Вавилонское и Карчигинское, которые залегают в юго-западном, лежачем боку Иртышской зоны смятия, ассоциируют, предположительно, с ордовикскими метабазами (Lobanov et al., 2014), но вследствие пространственной близости к Рудноалтайскому поясу традиционно рассматриваются в его составе.

**Змеиногорско-Зырянская металлогеническая подзона** отвечает восточному сегменту Рудно-алтайской зоны. Наши ранние исследования, начатые в советские годы (1982 г.) и с перерывами продолжающиеся до настоящего времени, в основном проводились в центральном и южном секторах подзоны, отвечающих Лениногорскому и Зырянскому рудным районам



**Фиг. 1.** Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая, по (Куйбида и др., 2015) на основе (Геологическая..., 1956; Государственная..., 2000, 2001, с уточнениями), и позиция изученных месторождений. (А). 1 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, S-D<sub>1</sub>?; 2 – вулканический пояс Рудного Алтая, D<sub>1-3</sub>; 3 – континентальные отложения, C<sub>1</sub>; 4 – лениногорский, синюшинский и калбинский комплексы гранитоидов (объединенные), P<sub>1</sub>-T<sub>2</sub>; 5 – волчихинский и гилевский комплексы (кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты), C<sub>2-3</sub>; 6 – сержихинская свита (долериты, андезиты, плагиодациты, дациты, риолиты) и сержихинский вулканический комплекс (массивы щелочных гранитов, гипабиссальные малые интрузии и дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров), C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>; 7 – прииртышский комплекс в Иртышской сдвиговой зоне (граниты, плагиограниты), D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 8–10 – гранитоиды Рудного Алтая, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub> (8 – устьянский комплекс (лейкограниты), 9 – змеиногорский комплекс (габбро, габбронориты, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, лейкоплагиограниты), 10 – алейский комплекс (плагиограниты)), D<sub>2</sub>; 11 – разломы картируемые (а) и предполагаемые (б); 12 – зоны смятия: Иртышская (ИЗС) и Северо-Восточная (СВЗ). (Б). Схема рельефа поверхности Конрада (Большой Алтай..., 1998).

Таблица 1. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая

Месторождения* (рус. и англ. наименования)	Содержание, мас.%			(Pb+Zn) Cu	
	Cu	Zn	Pb		
I – Зырянский рудный район					
Греховское	<i>Grekhovskoe</i>	0.4	2.4	2.7	<b>13</b>
Майское (Ревн.)	<i>Maiskoe (R)</i>	0.13	1.96	0.75	<b>21</b>
<i>Малеевское</i>	<i>Maleevskoe</i>	2.3	7.5	1.3	4
<i>Путинцевское</i>	<i>Putintsevskoe</i>	1.36	2.22	1.52	3
<b>Зырянское</b>	<b>Zyryanovskoe</b>	0.4	4.5	2.7	<b>18</b>
II – Лениногорский район					
<i>Анисимов Ключ</i>	<i>Anisimov Klyuch</i>	3.07	5.33	0.73	2
Чекмарь	<i>Chekmar'</i>	0.25	2.15	0.78	<b>12</b>
Долинное	<i>Dolinnoe</i>	0.43	2.86	1.48	<b>10</b>
Обручевское	<i>Obruchevskoe</i>	1.14	8.47	3.03	<b>10</b>
<i>Габриэлевское</i>	<i>Gabrielevskoe</i>	1.11	2.01	0.36	2
<b>Ново-Лениногорское</b>	<b>Novo-Leninogorskoe</b>	0.17	3.62	1.22	<b>28</b>
<b>Риддер-Сокольное</b>	<b>Ridder-Sokol'noe</b>	0.3	4	2	<b>20</b>
<i>Шубинское</i>	<i>Shubinskoe</i>	2.05	4.03	0.59	2
<i>Старковское</i>	<i>Starkovskoe</i>	0.91	3.6	0.52	5
<i>Стрежанское</i>	<i>Strezhanskoe</i>	1.78	4.42	0.79	3
<b>Тишинское</b>	<b>Tishinskoe</b>	0.5	5.3	0.9	<b>12</b>
<i>Юбилейно-Снегирихинское</i>	<i>Yubileino-Snegirikhinskoe</i>	4.55	5.87	0.9	1
III – Змеиногорский рудный район					
Майское	<i>Maiskoe</i>	0.44	2.35	7.02	<b>16</b>
<i>Семеновское</i>	<i>Semenovskoe</i>	0.38	6.4	3.69	<b>27</b>
<i>Лазурское</i>	<i>Lazurskoe</i>	1.2	4.78	1.19	5
<i>Корбалихинское</i>	<i>Korbalikhinskoe</i>	1.46	9.81	2.01	8
Среднее	<i>Sredneye</i>	0.59	4.95	2.68	<b>13</b>
<i>Зареченское</i>	<i>Zarechenskoe</i>	0.37	1.37	1.11	7
Змеиногорское	<i>Zmeinogorskoe</i>	0.21	1.76	1.16	<b>14</b>
IV – Золотушинский рудный район					
<i>Орловское</i>	<i>Orlovskoe</i>	4.32	3.28	0.72	1
<i>Юбилейное</i>	<i>Yubileinoe</i>	1.46	8.08	2.15	7
<i>Золотушинское</i>	<i>Zolotushinskoe</i>	2.3	7.01	2.1	4
Новозолотушинское	<i>Novozolotushinskoe</i>	0.91	6.47	9.05	<b>17</b>
V – Рубцовский рудный район					
Степное	<i>Stepnoe</i>	1.14	7.45	3.73	<b>10</b>
<i>Таловское</i>	<i>Talovskoe</i>	1.87	11.05	5.35	9
<i>Захаровское</i>	<i>Zakharovskoe</i>	2.03	10.56	5.96	8
<i>Рубцовское</i>	<i>Rubtsovskoe</i>	4.49	11.48	6.31	4
VI – Прииртышский рудный район					
<i>Белузовское</i>	<i>Belousovskoe</i>	2.6	9.2	2.4	4
<i>Иртышское</i>	<i>Irtyskoe</i>	1.79	4.83	0.84	3
<i>Красноярское</i>	<i>Krasnoyarskoe</i>	2.23	10.1	3.06	6
<i>Ново-Березовское</i>	<i>Novo-Berezovskoe</i>	2.1	4.65	0.14	2
VII – Иртышский рудный район					
<i>Артемьевское</i>	<i>Artemievskoe</i>	1.4	2.2	1.6	3
<i>Камышинское</i>	<i>Kamyshinskoe</i>	2.64	2.77	1.05	1
<i>Николаевское</i>	<i>Nikolaevskoe</i>	2.52	3.83	0.49	2
<i>Шемонаихинское</i>	<i>Shemonaihinskoe</i>	0.9	6.1	1	8

Примечание. \*Прямой шрифт – полиметаллические (Pb-Zn), курсив – колчеданно-полиметаллические (Cu-Pb-Zn); жирный шрифт – крупные и суперкрупные.

соответственно; основные результаты были обобщены в монографии (Викентьев, 2004). Здесь крупнейшие в регионе и при этом многочисленные колчеданно-полиметаллические месторождения приурочены к Синюшинскому и Ревнюшинскому поднятиям и сопряженному с первым Белоубинскому прогибу и связаны с образованиями базальт-риолитовой формации эмс-живетского возраста, в составе которой кислые эффузивы слагают 15–45% от общего объема пород и до 70% объема вулканитов, а основные им подчинены (5–15% общего объема). В постсоветские годы больше внимания авторами было уделено российской части Рудного Алтая – его северо-западной части, включающей Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы (Куйбида и др., 2013, 2015, 2019; Kuibida et al., 2020; Чернышев и др., 2023). Циклы рудоносного контрастного по составу вулканизма охватывают здесь более широкий возрастной диапазон – с начала эйфеля до конца франа.

**Прииртышская металлогеническая подзона** тяготеет к юго-западной окраине Рудноалтайского пояса и сложена в основном образованиями базальт-риолитовой формации эйфельско-раннефаменского возраста (вулканогенные породы слагают 60–80% объема рудовмещающих серий, при этом от 20 до 40% от всех вулканитов приходится на долю основных и средних пород). В пределах подзоны выделяются три наиболее крупных рудных района: Березовско-Белоусовский, Прииртышский (Шемонаихинский) и Золотушинский (Иванкин, 1957; Старостин, 1988; Большой Алтай ..., 1998, 2000 и др.).

Рудные районы Рудного Алтая представляют собой крупные вулcano-тектонические депрессии, выполненные отложениями, как правило, одной рудоносной формации (базальт-риолитовой или базальтсодержащей риолитовой) (Яковлев, 1972, 1984; Кузнецов и др., 2019). На примере металлогенических зон Рудного Алтая показано, что среди них выделяются краевые и внутренние депрессии (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984; Яковлев, 1984). Размеры рудных районов составляют: длина – 20–80 км, ширина – 10–30 км, размах по вертикали – 0.3–1.5 км, площадь выхода на поверхность – 200–1500 км<sup>2</sup>. Рудные районы соответствуют крупным вулcano-плутоническим депрессиям, которые выполнены вулканическими и вулканогенно-осадочными породами, а также подстилающими и перекрывающими существенно терригенными образованиями. Подстилающие породы представлены комплексом основания – породами

известково-терригенной формации нижнего палеозоя (S-D<sub>1</sub>), а перекрывающие – породами терригенной и флишоидной вулcano-терригенной формаций верхнего девона (Дубатовол и др., 1980; Козлов, Дубатовол, 1994; Козлов, 2015; Кузнецов и др., 2019).

Рудные поля соответствуют прогибам (Авдонин, 1981; Викентьев, 1988, 2004; Старостин и др., 1989; Кузнецов и др., 2019; Кудрявцева и др., 2022). В сложно построенных вулканотектонических депрессиях, контролирующих рудные районы, они занимают различное положение по отношению к поднятиям, имеющим вид вулканических построек центрального типа, которые сложены преимущественно кремнекислыми породами. Выделяется три типа прогибов: межвулканические, околосерловые и склоновые (Яковлев, 1984; Кузнецов и др., 2019). Внутренняя их структура осложнена небольшими экструзивно-лавовыми куполами; относительно непротяженными потоками, сопряженными с ними мелкими некомпенсированными впадинами, заполненными отложениями промежуточной и удаленной фаций, и нередко включают гидротермально-осадочные кремнистые отложения (фтаниты, микрокварциты), обычно отвечающие участкам колчеданных месторождений. Впадины, вмещающие месторождения, занимают надкупольное, склоновое, либо прижерлово-кальдерное положение, в том числе, примыкая к рифогенным известняковым постройкам. Различаются дистальные и проксимальные колчеданные залежи в зависимости от удаления от зоны рудоподводящего канала (Палеовулканологический..., 1984; Викентьев, 1988, 2004; Кузнецов и др., 2014).

#### КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РУДНЫХ РАЙОНОВ И КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

**Лениногорский район** включает крупный полифазный Синюшинский массив гранитоидов и структуры его обрамления (фиг. 1); в тектоническом плане район охватывает южную часть Синюшинского поднятия и сопряженные с ним прогибы – восточный борт Быструшинского прогиба и северную часть Белоубинского прогиба. Находящееся на юге района Лениногорское рудное поле отвечает одноименной раннедевонской вулканотектонической депрессии второго порядка размером 25×6 км. Оно с севера ограничено позднепалеозойским (C<sub>1</sub>) широтным Северным надвигом, падающим

в одноименных румбах  $\angle 15^\circ-30^\circ$ , по которому на рудное поле надвинуты метаморфические породы заводской свиты (S-D<sub>1</sub>) и гранитоиды Синюшинского массива (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983). На юге Лениногорский блок ограничен широтным альпийским Обручевским взбросом крутого падения (Яковлев, 1957). К западу и востоку от Лениногорского блока расположены вулканотектонические депрессии: Кедровско-Бутачихинская 80×8 км (Вулканогенные..., 1978; Starostin et al., 1989) и Успенско-Карелинская 60×10 км. В их пределах девонские отложения неравномерно, местами интенсивно, рассланцованы и смяты в крутые линейные складки, нередко запрокинутые к западу, а в Тишинском и Снегирихинском рудных полях – к югу (Шатагин и др., 1980; Викентьев, 1987).

Вулканизм в пределах Лениногорского рудного района проявился в виде двух антидромных циклов: эмс-раннеэйфельского и позднеэйфельского-живетского. Вверх по разрезу образующих их пород базальт-риолитовой формации калиево-глиноземистость как кислых, так и основных вулканитов уменьшаются, и происходит эволюция их химизма в направлении от щелочных, субщелочных, известково-щелочных к толеитовым разностям. Очевидно, что на ранних стадиях магматизма основные расплавы были заметно контаминированы коровым веществом, а кислые образовались за счет его плавления, а на поздних стадиях влияние коры было не столь существенным (Промыслова, 2005). Подтверждением этого является также возрастание доли основных пород в разрезе базальт-риолитовой формации: количество базальтов возрастает от 8–10% в нижних частях разреза до 30% в верхних (Вулканогенные..., 1978; Попов и др., 1995). В месторождениях Лениногорского рудного района сосредоточено около 40% учтенных ресурсов цветных металлов, а также около 70% запасов золота (с учетом отработанных) Рудного Алтая. Краткая характеристика важнейших месторождений приведена в Приложении S1.

*Лениногорское рудное поле* сложено слабодислоцированными (падение  $\angle 5^\circ-15^\circ$ , редко круче) вулканогенно-осадочными образованиями нижнего-среднего девона (лениногорская, крюковская, ильинская и сокольная свиты), прорванными многочисленными субвулканическими телами (преобладают риодациты) и дайками основного состава. В рудном поле выявлены Ново-Лениногорское, Риддер-Сокольное, Долинное, Обручевское, Крюковское, Ильинское

месторождения. Рудные залежи в основном приурочены к уровню крюковской свиты (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983). В целом руды имеют Pb-Zn профиль, но с севера на юг рудного поля доля меди в рудах нарастает (Мохов, Викентьев, 1988). В центральной части Лениногорской депрессии морфологически выражено пологое поднятие, к которому приурочено наиболее крупное в районе и на Рудном Алтае Риддер-Сокольное месторождение. Субгоризонтальное залегание пород осложнено куполовидными структурами ~200–800 м, к которым тяготеют колчеданные залежи (Щерба, 1957; Викентьев, Карманов, 1989; Дергачев и др., 1994). Рудная минерализация развита по всему девонскому разрезу, но ее максимумы приурочены к средней и верхней частям крюковской свиты, преимущественно сложенной известковистыми туфоалевролитами. Преобладающими являются залежи медузообразной формы с субогласной верхней частью (Pb-Zn,  $\pm$ Var сплошные и густовкрапленные руды) и секущей нижней, представленной сначала сетчато-жильными штокверками Pb-Zn руд, а затем, с ростом глубины, субвертикальными кварц-сульфидными жилами с Pb-Zn, Cu-Zn, Cu,  $\pm$ Au минерализацией (Викентьев, Карманов, 1989; Ганженко и др., 2018). Все типы руд несут Au и Ag в высоких концентрациях (благородные металлы составляют ~80% общей ценности руд). Основные типы руд следующие (в порядке уменьшения количественной роли): 1) гидротермально-метасоматические массивные и прожилково-вкрапленные полиметаллические (в порядке убывания их роли: Pb-Zn, Var-Pb-Zn, Cu-Pb-Zn, Cu-Zn); 2) жильные – медные, медно-цинковые, полиметаллические, барит-полиметаллические; 3) седиментационно-гидротермальные слоистые колчеданно-полиметаллические и серноколчеданные, а также послойная пиритовая вкрапленность, развитая в алевролитах крюковской свиты; 4) метаморфогенно-гидротермальные – сульфидно-серицитовые руды (Покровская, 1982; Щерба, 1983). К признакам синседиментного происхождения 3-го типа относятся: пиритовые ритмиты, сульфидные конкреции, признаки подводного размыва руд, текстуры гравитационного оползания. Для Лениногорских месторождений весьма характерны взрывчатые брекчии (Щерба, 1983; Николаев и др., 1984), тела которых детально закартированы В.П. Кармановым и имеют неправильную древовидную форму, а также они в виде конических даек рассекают все типы руд и содержат их обломки, обломки боковых пород и даже гальки

более древних роговиков и гранитоидов. Цемент брекчий мелкообломочный, серицитизированный, обычно содержит вкрапленность и гнезда сульфидов.

Породы эйфельско-живетской субмаринной базальт-риолитовой формации, слагающей большую часть разреза *Кедровско-Бутачихинской вулканотектонической депрессии*, представлены в основном эффузивными и пирокластическими породами кислого состава. Закартированы реликты нескольких крупных палеовулканических куммулятивных построек (Старостин и др., 1973; Вулканогенные..., 1978), в их числе наиболее крупные Сигнальный и Позднопавловский палеовулканы эйфельского возраста, Острушинский и Козлушинский позднеэйфельско-живетского возраста. В их строении, за исключением Сигнального палеовулкана, резко преобладают эффузивные и пирокластические породы кислого состава. Тишинское месторождение локализовано в центральной части Кедровско-Бутачихинской палеодепрессии, на ее пересечении с широтным Лениногорско-Семипалатинским линеamentом. Оно расположено на склоне Позднопавловского палеовулкана, который имеет размеры по латерали более 5 км и мощность более 1 км, а сложен образованиями ильинской свиты эйфеля (Вулканогенные..., 1978; Викентьев, 1987). В строении вулкана важное значение имеют экструзивно-лавовые тела риолитов. В центральной части постройки преобладают эффузивные разности пород прижерловой фации, тогда как к западу и востоку они значительно уступают туфам и туфогенно-осадочным породам, отвечающим склоновым фациям. Палеовулкан захоронен под известковистыми туфоалевролитами и углисто-глинистыми алевролитами сокольной свиты.

К востоку и северо-востоку от Лениногорского рудного поля выделяется крупная Листвяжная синформа  $45 \times 10$  км, с падением осевой плоскости на северо-восток  $\angle 80^\circ$ , сложенная образованиями успенской и белоубинской свит среднего-верхнего девона. Северо-восточное крыло осложнено серией узких килевидных складок с вертикальным падением осевых плоскостей и крутым ( $\angle 65^\circ - 80^\circ$ ) падением крыльев (Яковлев, 1957). Она унаследовала Успенско-Карелинскую вулканотектоническую депрессию. На крыльях и в замковой части синформы закартированы палеовулканические поднятия, а между ними – небольшие 1–2 км локальные депрессии: на юго-западном крыле – Шубинская, на юго-восточном – Старковская,

на северо-западном замыкании – Гусяковская и Стрежанская, к которым приурочены рудные поля (Вулканогенные..., 1978). Успенско-Шубинское рудное поле примыкает с востока к Лениногорскому и включает Успенское, Шубинское, Выше-Ивановское месторождения и ряд рудопроявлений (Вулканогенные..., 1978; Щерба, 1983).

*Гусяковское рудное поле* расположено на северо-западном замыкании Белоубинского прогиба. Это поле линейного типа, вытянутое в северо-западном направлении, включает месторождения Гусяковское, Чекмарь с более мелкими участками на флангах. Основная структура – сильно сжатая Гусяковская синклиналь с размахом крыльев до 2.5 км, слегка запрокинутая на юго-запад, усложненная мелкими складками второго порядка. В ее ядре – осадочные породы белоубинской свиты франа, а на крыльях – существенно вулканогенные породы успенской свиты эйфеля. Первичное пологое залегание пачек в процессе динамометаморфизма было преобразовано в столбообразное с крутым погружением ленто- и линзовидных тел сплошных и вкрапленных руд. Месторождение Чекмарь приурочено к вулкано-купольной структуре размером  $\sim 750$  м, образованной игнимбритоподобными риолитами и их туфами. Вулканы имеют в центральной и восточной частях месторождения максимальные мощности (300–350 м) и минимальные по периферии (50–80 м), где они постепенно замещаются породами склоновой и удаленной фаций (Трофимов, 1981). Рудный штокверк грибообразной формы охватывает центральную часть купола и его западный склон, расширяясь к верхним горизонтам. Зональность оруденения характеризуется преобладанием на нижних горизонтах в центральной части купола серно- и медноколчеданных руд, сменяющихся полиметаллическими к верхним горизонтам.

*Снегирихинское рудное поле* находится на юго-западном крыле Синюшинского антиклинория в полосе Успенско-Карелинской и Кедровско-Бутачихинской ветвей Северо-Восточной зоны смятия. В рудном поле развиты лавы, лавобрекчии и туфы риолитов–дацитов, хлорит-кварц-серицитовые, серицит-кварцевые сланцы, кремнистые алевролиты таловской свиты эйфеля–живета, глинистые, кремнисто-глинистые алевролиты, кремнистые сланцы с прослоями песчаников и туфопесчаников, а также лавы и лавобрекчии дацитов, metabазальты шипуновской свиты живета.

Эффузивные образования прорваны субсогласно залегающими телами диабазов позднедевонского габбро-диабазового комплекса. Простираение моноклинально залегающих пород запад-северо-западное, до субширотного, падение субвертикальное до крутого ( $\angle 60^\circ-70^\circ$ ). Моноклираль осложнена многочисленными флексуорообразными изгибами как по простиранию, так и по падению. На Юбилейно-Снегирихинском месторождении колчеданно-полиметаллическое оруденение приурочено к контакту таловской и шипуновской свит, сопровождается кварц-серицитовыми и серицитовыми породами висячем боку, хлоритовыми и серицит-хлоритовыми – в лежачем (Шатагин и др., 1980); вмещающие породы имеют запрокинутое залегание, а рудная зональность – обратный порядок (Щерба, 1983).

**Зыряновский рудный район** охватывает Ревнюшинское вулканотектоническое поднятие, находящееся к юг-юго-востоку от Синюшинского (фиг. 1). Большинство выявленных здесь месторождений (Зыряновское, Греховское, Богатыревско-Осочихинское рудные поля) залегают в зонах расщепления и сильно нарушены динамометаморфизмом (Каюпов и др., 1957; Юдовская и др., 1984; Викентьев, 1986, 1994). Однако одно рудное поле – Малеевско-Путинцевское, с запада, севера и юга “запечатанное” гранитоидными массивами змеиногорского комплекса, было слабо затронуто динамометаморфическими процессами.

**Зыряновское месторождение** приурочено к сложно построенной антиклинальной складке на западном крыле Ревнюшинского поднятия, осложненной зоной расщепления – западного ответвления Северо-Восточной зоны смятия. Ядро складки сложено кислыми лавами и туфами ревнюшинской свиты. Выше согласно залегают маслянская свита: известковистые алевролиты с прослоями кремнистых и углистых сланцев и линзами известняков. Основная масса рудных залежей локализована в ревнюшинской свите ( $D_1e_2-D_2ef_1$ ). Преобладают существенно свинцовые руды; их сплошные разности (80–90% сульфидов) образуют крутопадающие жилообразные тела, линзы, ленты и столбы, круто склоняющиеся в западном направлении (Каюпов и др., 1957; Прокофьев и др., 1988). Палеоструктура месторождения реконструирована как крупный вулкан (Викентьев, 1986; Гаврилец, 1986), а среди даек меланократовых пород выделяются как внутрирудные, так и пострудные (Викентьев и др., 1988).

**Малеевское месторождение** включает три крупных залежи богатых колчеданно-полиметаллических руд: Платовская на северо-востоке, Малеевская в центре и включающая более 70% запасов месторождения, Родниковая на юго-западе. Две последние приурочены к подошве межпластовых тел кварц-полевошпатовых рiolит-порфиоров. Разрез месторождения снизу вверх сложен лавобрекчиями, туфами кислого состава ревнюшинской свиты эйфеля, силицитами и известково-глинистыми алевролитами маслянской свиты живета – с прослоями и линзами мелкозернистых песчаников и рифогенных известняков; перекрыты они алевролитами, аргиллитами, песчаниками хамирской свиты верхнего девона. Среди пород субвулканической фации широко развиты средне- и позднедевонские риодациты и позднедевонские андезибазальты, в обоих случаях – преимущественно субпластовые. Они пересечены каменноугольными дайками порфириров северо-западного и субширотного простирания. Рудные залежи локализованы в низах маслянской свиты (Юдовская и др., 1997). Рудные зоны включают 21 рудное тело, их форма – лентовидная с раздувами и с многочисленными апофизами в лежачем боку. Протяженность рудных тел по простиранию до 500 м, по падению до 100 м, мощность до 65 м. От лежачего к висячему боку происходит смена серноколчеданных руд медными, медно-цинковыми и барит-полиметаллическими.

Одно из характерных образований месторождения – кварц-карбонат-барит-полиметаллическая ассоциация, локализованная в своеобразных гидравлических структурах, близких по механизму образования к купольным структурам и телам взрывных брекчий описанного выше Риддер-Сокольного месторождения. Размер таких куполов на Малеевском месторождении изменяется от первых до десятков метров в поперечнике. Они образуют линейную систему, согласную со склонением палеовулканических желобов. Максимальное развитие таких гидротермально-гидравлических структур отмечается в верхней части рудной залежи, в ее висячем боку. По времени образования они, вероятно, были оторваны от основных руд месторождения (Старостин и др., 1987).

Колчеданное синвулканическое рудоотложение, вероятнее всего, шло в слаболитифицированных известково-глинистых илах маслянской свиты, как это происходит в современных условиях: в срединно-океанических обстановках (Мидл-Вели, Гуаймас) или в заостроводужных

бассейнах (Окинава). Существует представление В.Н. Назарова и В.Н. Гаврильца (1982) о гидротермально-осадочном генезисе основной массы пласто- и лентообразных рудных тел, но по минералого-геохимическим данным он был скорее гидротермально-метасоматическим (Прокофьев, 1988; Юдовская и др., 1997).

Месторождение *Греховское* вмещается породами ревнюшинской (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты, риодациты, лавы и туфы среднего состава, туффиты) и частично маслянской (алевролиты, песчаники, органогенные известняки и др.) свит эйфельского яруса. Широко распространены дайки порфириров, диорит-порфириров. Месторождение приурочено к мощной зоне рассланцевания и гидротермального изменения пород в юго-восточном крыле Ревнюшинского антиклинория. Выявлено шесть плитообразных полиметаллических рудных залежей север-северо-западного простирания с крутым (70°–80°) восточным падением. Протяженность рудных тел по латерали до 560 м, по падению до 1100 м, мощность до 40 м.

Северо-западная часть Рудного Алтая, включающая Золотушинский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы, соответствует двум структурно-формационным подзонам: Алейской и Быструшинской (Горжевский и др., 1977; Кудрявцева и др., 2022). Быструшинский прогиб при ширине 10–20 км протягивается с северо-запада на юго-восток более чем на 100 км. В этом же направлении отмечается его погружение и увеличение мощности выполняющих его отложений с 3 до 6 км. Прогиб характеризуется асимметричным строением, которое выражено в пологом падении юго-западного крыла и более крутом – северо-восточного. Он осложнен складками более высоких порядков. В пределах Быструшинского прогиба располагается Змеиногорский рудный район, который занимает полосу северо-западного направления шириной до 15 и длиной 80 км. На северо-востоке он отделяется от Горного Алтая Северо-Восточной зоной смятия, на юго-востоке и северо-западе ограничивается выходами додевонского фундамента (Кузнецов и др., 2019).

*Змеиногорский рудный район* охватывает северо-западное окончание Быструшинского прогиба и область его сопряжения с северо-восточным крылом Алейского поднятия (Гаськов и др., 1991). В рудном районе выделены 9 рудных полей, с расстояниями между ними в 10–15 км (с СЗ на ЮВ): Березовогорское,

Корбалихинское, Змеиногорское, Кандидатское, Зайцевское, Комиссаровское, Лазурское, Белоглинское, Семеновское, в каждом из которых – от одного до нескольких месторождений и многочисленные рудопроявления колчеданно-полиметаллического типа (Кузнецов и др., 2019). Руды известных месторождений относятся к колчеданно-полиметаллической и полиметаллической формациям. Промышленное оборудование локализуется преимущественно на двух основных стратиграфических уровнях: эмс-эйфельском (мельничная свита) (Змеиногорское, Зареченское, Среднее, Семеновское, Майское месторождения) и позднеживетско-франском (каменевская свита) (Корбалихинское, Лазурское, Пихтовское, Маслянское месторождения) (Гаськов и др., 1991; Кузнецов и др., 2019). Рудные залежи преимущественно развиты на верхнем уровне – 62% всех разведанных балансовых запасов руды и 70% суммы металлов, а на нижнем – 32 и 25% соответственно.

*Рубцовский рудный район* приурочен к одноименной вулканотектонической депрессии на северо-восточном крыле Алейского свода (Гаськов и др., 1991). Таловское рудное поле, объединяющее Степное и Таловское месторождения, локализовано в юго-восточной части района. Краткая характеристика этих месторождений приведена в Приложении S1.

*Золотушинский рудный район* расположен в юго-западном крыле Алейского поднятия, в самой северо-западной части Рудного Алтая, несколько восточнее Иртышской зоны смятия. Он включает месторождения Орловское, Золотушинское, Ново-Золотушинское и Юбилейное. Колчеданные залежи залегают среди осадочно-вулканогенных пород эйфеля, входящих в сложную вулcano-тектоническую структуру, называемую Успенской мульдой, и ее часть – Орловско-Раздольнинскую грабен-синклиналь. Основными ее элементами являются экструзивно-эксплозивные палеовулканические сооружения и разделяющие их прогибы. Поздние тектонические движения выразились в складчатости, разломообразовании, сопровождаемом частичным надвиганием фрагментов древнего основания вдоль Березовского разлома с их перемещением на северо-восток и перекрытием рудовмещающих эйфельских комплексов. Значительная площадь района занята позднепалеозойскими гранитоидными интрузивами. Осадочно-вулканогенный разрез девона включает березовскую (эйфель), таловскую (живет), каменевскую, гериховскую, николаевскую (фран), снежиревскую

и пихтовскую (фамен) свиты. Оруденение размещается на трех уровнях: эйфель, живет, фран.

Наиболее крупным является месторождение *Орловское*, приуроченное к висячему боку Иртышского глубинного разлома; с севера участок ограничен массивом плагиогранит-порфиоров. Подстилаемая метаморфической толщей (S-D<sub>1</sub>) рудовмещающая толща девона подразделяется на три свиты: лосишинскую среднего эйфеля (алевролиты, алевропелиты с прослоями туфогенных алевролитов, туфов, туффитов и лавобрекчий кислого состава), таловскую живета (лавы риодацитов, их лавобрекчии и туфы при резко подчиненной роли туффитов и осадочных пород) и каменевскую франа (туфы среднего и кислого состава). Венчают разрез каменноугольные алевропелиты и туфогенные песчаники. Все палеозойские образования перекрыты неоген-четвертичными рыхлыми осадками (~100 м). Из плутонических комплексов развиты средне-позднедевонские субвулканические риолит-порфиры, входящие в вулканоплутонические ассоциации. Самыми молодыми являются дайки диабазовых и диоритовых порфиритов, относимых к малым интрузивам (C<sub>2-3</sub>?). Рудные тела представляют собой субмеридиональную серию рудных линз, развитых субсогласно на уровне контакта лосишинской и таловской свит (Волков и др., 1972). Протяженность рудных линз до 660 м, мощность до 120 м. В их строении наблюдается зональная смена типов руд (снизу-вверх): прожилково-вкрапленные медно-колчеданные с цинком → серно-колчеданные → медноколчеданные → колчеданно-медно-цинковые → сплошные полиметаллические руды с баритом.

**Прииртышский рудный район** отвечает одноименной вулканотектонической депрессии, охватывающей юго-западный склон Алейского поднятия. С юго-запада он ограничен Иртышской зоной смятия (фиг. 1). Известные здесь месторождения (Николаевское, Камышинское, Артемьевское и др.) локализованы в средне-позднедевонской базальт-риолитовой формации. Все месторождения так или иначе связаны со стратовулканами (Авдонин, 1981; Палеовулканологический..., 1984; Дергачев, Старостин, 1988). Размещение палеовулканов определялось системой север-северо-восточных длительно развивавшихся разломов, сопряженных с Иртышским глубинным разломом. В большинстве случаев они приурочены к осложняющим палеовулканы кальдерообразным депрессиям, но в некоторых случаях рудные залежи располагаются непосредственно на склонах палеовулканических сооружений.

Наиболее значительным является месторождение *Николаевское*; в строении месторождения участвуют породы гериховской свиты низов франа (пелиты, алевролиты, аргиллиты, базальты, песчаники, известняки, туфы), николаевской свиты верхнего франа (туфы кислого состава, кремнистые алевролиты, известковистые пелиты, аргиллиты, алевролиты, песчаники, туффиты), снежиревской свиты верхнего франа — нижнего фамена (лавы риолитов) и пихтовской свиты верхнего фамена (андезиты, дациты, базальты), прорванные субвулканическими телами различного состава. Залегание пород преимущественно моноклиналиное с умеренно пологим падением на юго-запад. Широко распространены субвулканические тела и дайки кислого и основного состава. Месторождение представлено сложно построенной крупной Крешенской рудной залежью мощностью до 90 м. Она залегает на юго-восточном склоне экструзивного купола риолитов, отвечающего моногенному центру извержения в пределах Северо-Николаевского стратовулкана. Под этой залежью имеется зона прожилково-вкрапленной серно- и медноколчеданной минерализации в экструзивных риолитах (Дергачев, Старостин, 1988). Рудовмещающими являются породы снежиревской свиты, подстилающими — николаевской. Руды месторождения колчеданно-медно-цинковые с небольшим количеством свинца. В поперечном сечении рудной залежи проявлена минералогическая зональность со сменой снизу вверх прожилково-вкрапленных руд сплошными серно-колчеданными и медноколчеданными, а затем брекчированными кристаллически-зернистыми медно-цинковыми рудами и, наконец, тонкозернистыми “метакolloидными” медно-цинковыми, цинковыми и подчиненными полиметаллическими разновидностями.

Среднее по запасам месторождение *Шемонаихинское* вмещается 400–500-метровой толщей средне-верхнедевонских осадочно-вулканических пород (лавы и туфы кислого состава, известковистые алевролиты), которые прорваны многочисленными телами порфиоров и порфиритов и местами сильно скарнированы (гранат, пироксен). По этой причине Шемонаихинское месторождение ранее считалось скарновым (Иванкин, 1957). Руды сплошные полиметаллические и вкрапленные медно-цинковые.

**Камышинское рудное поле** включает месторождения Камышинское и Артемьевское. Зеленые сланцы нижнего палеозоя вскрыты в северо-восточной части площади. На них

с несогласием залегают терригенные породы и известняки лосишинской свиты эйфеля, лавы и лавобрекчии риолитов с редкими маломощными прослоями кремнистых алевролитов, алевропелитов таловской свиты живета, а также потоки андезибазальтов, базальтов, перемежающиеся с алевролитами, реже с песчаниками, туфопесчаниками, туффитами, туфобрекчиями гериховской свиты франа. Субвулканические породы представлены риолитами, развитыми по всему разрезу таловской и в основании гериховской свит, дацитами и риодацитами, перекрывающими отложения гериховской свиты. Распространены дайки риолитов, диабазов, андезито-дацитов и дацитов. С запада и северо-запада рудное поле обрамляется гранитоидами змеиногорского комплекса. Рудное поле представляет собой палеовулканическую депрессию северо-западного простирания, рудные тела расположены в осевой части депрессии между поперечными разломами. Их положение определяется локальными куполовидными поднятиями, сложенными продуктами завершающего этапа кислого вулканизма. В вулканогенно-осадочных отложениях гериховской свиты франа локализуются полиметаллические руды; к риолитам таловской свиты или к их контакту с вышележащей гериховской свитой приурочены медноколчеданные руды. Мощности рудных тел до 35 м, а размеры — на Камышинском месторождении 100–460 м по простиранию, 30–300 м по падению, а на Артемьевском (здесь 41 рудное тело) — 25–1200 м по простиранию и падению.

**Березовско-Белоусовский рудный район** охватывает висячий бок Иртышской зоны смятия. Подзона располагается в пределах узкого клиновидного тектонического блока, граничащего по одноименному разлому с Алейским поднятием, а по Березовско-Гаранинскому разлому на юго-западе — с осевой подзоной зоны смятия. Указанные разломы представляют собой ветви Иртышского глубинного разлома (Иванкин, 1957; Дергачев, Старостин, 1988). В пределах района 45×4 км известны месторождения (с юго-востока на северо-запад): Белоусовское, Иртышское, Красноярское, Березовское и Ново-Березовское, и целая серия рудопроявлений. Наиболее крупным и детально изученным объектом является Белоусовское месторождение (Лычаков, 1980). *Белоусовское* месторождение представляет собой сложную антиформную складку. Простирание оси складки — СЗ 318°–330°. По простиранию шарнир складки ундулирует, но углы склонения не превышают

15°. Анализ пликативных структур на разных масштабных уровнях позволил установить три разновозрастных генерации складок (Лычаков, 1980). Существенное динамометаморфическое преобразование руд установлено и для *Иртышского* месторождения (Самсонов, 1982), основные колчеданные залежи которого представлены вертикально падающими и круто склоняющимися столбами сплошных сульфидных руд.

В целом, все изученные рудные районы контролировались сложно построенными вулканотектоническими депрессиями. В их пределах выделялись поднятия, соответствующие крупным стратовулканам — вулканическим постройкам центрального типа, в строении которых преобладают риодациты, в отдельных случаях — базальтоиды. Разделяющие их межвулканические прогибы отвечают рудным полям. Размещение месторождений определяется локальными вулканическими структурами: экструзивно-лавовыми куполами, кальдерными и склоновыми депрессиями и желобами. В зависимости от удаления от рудоподводящих каналов выделяются дистальные и проксимальные колчеданные залежи. В то же время, по общему заключению, суммированному одним из главных сторонников “вулканогенной” гипотезы Г.Н. Щербой в своем большом обзоре (1983, с. 147), на Рудном Алтае “по способу образования руды были частью седиментными, но в основном гидротермально-метасоматическими”.

#### СПЕЦИФИКА ДЕВОНСКОГО МАГМАТИЗМА

Исследования, основанные на комплексе геохронологических (U-Pb, Rb-Sr, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar) методов, структурных характеристиках главных межплитных сдвиговых зон и на изучении сопряженных с ними пиков гранитообразования внутри различных Алтайских террейнов, показывают, что для среднего–позднего девона обнаруживается связь между периодами главных сдвиговых деформаций и масштабами гранитообразования. Активизация сдвиговых деформаций, процессов метаморфизма с характеристиками *HT/LP*-типа (M2) и переустановка K-Ar изотопной системы в метаморфических комплексах соответствуют времени 384–365 млн лет назад (Плотников и др., 2001), сменив более раннюю обстановку сжатия раннего девона (Государственная..., 2001). На этот же интервал времени (383–360 млн лет, U-Pb) приходится масштабное гранитообразование, с резким

преобладанием низкокальциевых и существенно калиевых гранитоидов известково-щелочной серии, а также прекращение вулканизма в линейных надсубдукционных ареалах и формированием локальных ареалов бимодального вулканизма, в том числе – антидромного, включающего щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками (Крук, Сенников, 2012; Крук, 2015). Как отмечалось выше, ряд авторов предполагают, что с этого времени эволюция Алтайской активной окраины, вплоть до начала коллизии Сибирского и Казахстанского континентов в середине карбона, могла происходить в режиме окраинно-континентального скольжения литосферных плит.

На Рудном Алтае с инициальным магматизмом, начавшимся в позднем эмсе, было связано извержение эффузивов кислого состава (Вулканогенные..., 1978; Государственная..., 2001), внедрение комагматичных гранитоидов (алейского комплекса; U-Pb метод, SHRIMP-II ~395–384 млн лет; Куйбида и др., 2015; Козлов, 2015) и субвулканических риолит-порфиров (мельнично-сосновского вулканического комплекса; U-Pb метод, LA-ICP-MS ~392–378 млн лет (Kuibida et al., 2020) и их аналогов). Предшественниками было отмечено, что по своим особенностям магматические образования обладают переходными геохимическими характеристиками между надсубдукционными и рифтогенными (Миронов и др., 1998; Промыслова, 2005; Кузнецов и др., 2019). Исследования стратотипических разрезов в СЗ части Рудного Алтая (Государственная..., 2001) показывают, что от раннего эйфеля к позднему живету существовала тенденция к снижению содержаний  $\text{SiO}_2$  (от 74.26 до 67.81 мас.%), суммы щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.03\text{--}7.89$  мас.%; фиг. 2а; Pессерилло, Taylor, 1976; Rickwood, 1989), и изменению составов от известково-щелочной серии в сторону толеитовой ( $\text{Zr}/\text{Y} = 3\text{--}6.6$ ,  $\text{Zr} < 350$  ppm; фиг. 2б). Кроме этого, наблюдается сдвиг составов кислых вулканических пород в сторону составов магм  $A_2$ -типа ( $[\text{Nb} + \text{Y} + \text{Zr} + \text{Ce}] < 347$  ppm),  $\text{Ga}/\text{Al} = 1.26\text{--}3.52$ ,  $\text{Zn}$  (9–187 ppm); Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989; фиг. 2в). По своим геохимическим характеристикам ( $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2.11\text{--}10.09$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 0.96\text{--}1.29$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.32\text{--}0.51$ ;  $\text{Eu}^* = \text{Eu}_n / (\text{Sm}_n * \text{Gd}_n)^{1/2}$ ) инициальные риолитовые лавы (ранний эйфель) наиболее близки к магмам, связанным с флюидонасыщенными условиями частичного плавления коровых субстратов (фиг. 2г), что, по мнению большинства исследователей, контролируется режимом дегидратации субдуцирующей

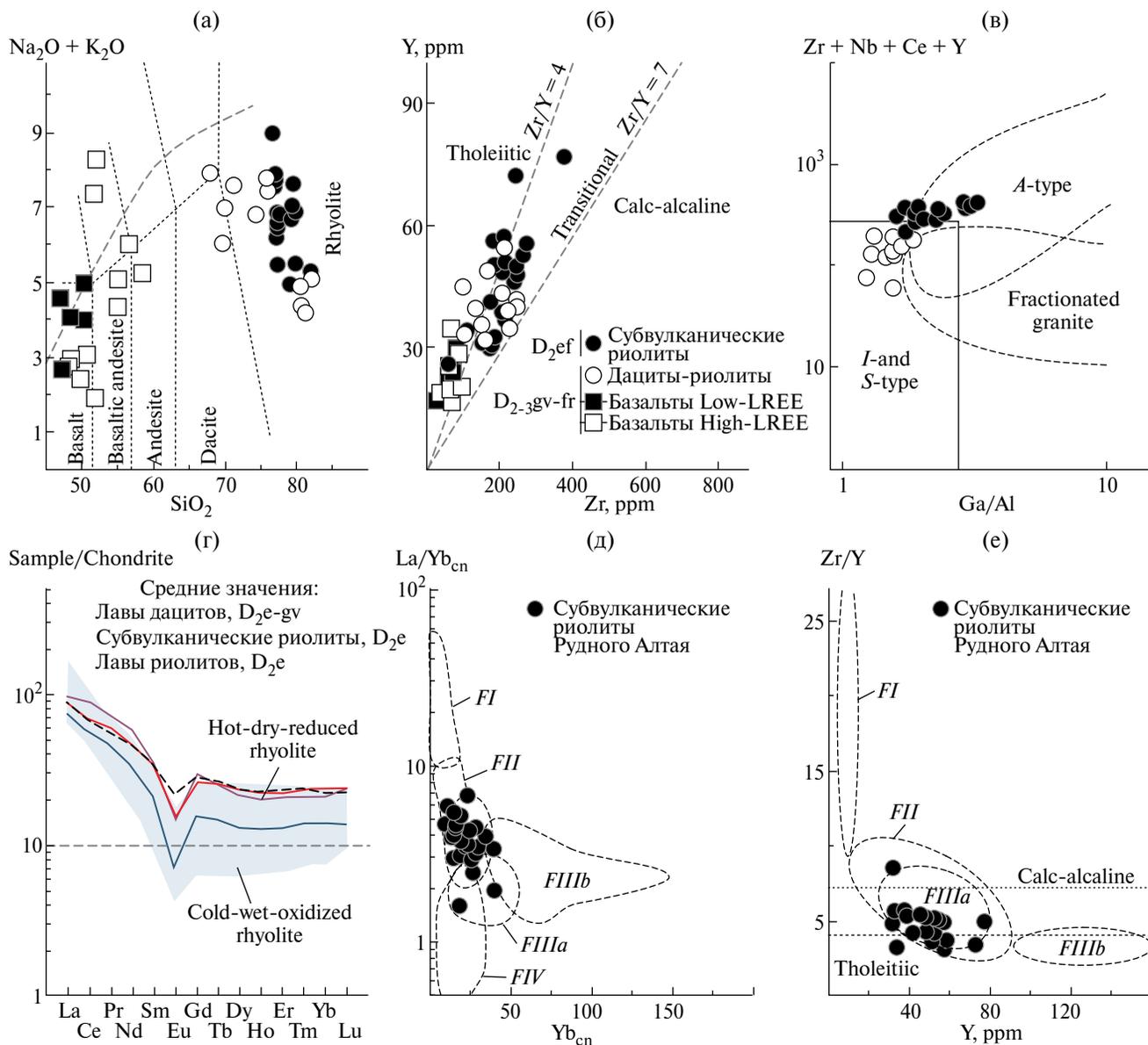
плиты (Bachman, Bergantz, 2008; Tamura et al., 2009). Поздние эффузивы дацит-риолитового состава (живет-фран) отличаются более обогащенными спектрами REEs ( $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 2.87\text{--}5.18$ ,  $\text{Gd}/\text{Yb}_{\text{cn}} = 1\text{--}1.55$ ,  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.36\text{--}0.73$ ; фиг. 2г) и могли быть связаны с более редуцированными условиями частичного плавления (Kuibida et al., 2020), по сравнению с предшествующим кислым вулканизмом.

По своим геохимическим особенностям кислые эффузивы живет-франа наиболее близки к субвулканическим риолит-порфирам бимодальных ассоциаций рифтогенных обстановок, связанных с энсиалическими островными дугами, например рифт Куроко, трог Окинава (Shinjo et al., 1999; Yamada et al., 2012), рифт Таупо (Deering et al., 2008). Ранее группой авторов (Lentz, 1998; Barrie, Hannington, 1999; Hart et al., 2004; Piercey et al., 2006) была разработана геохимическая классификация вулканических пород кислого ряда, которая была использована в качестве оценочного критерия при поиске колчеданных месторождений в вулканогенных формациях. По набору геохимических признаков ( $\text{La}/\text{Yb}$ , HFSEs) субвулканические риолит-порфиры Рудного Алтая, согласно этим авторам, соответствуют так называемому “FIP”-типу фанерозойских кислых магм (фиг. 2д, е). Петрогенетические модели предусматривают образование магм подобного типа путем частичного плавления с постепенным уменьшением глубин их магмогенерации в обстановках рифтогенеза, где тепловой поток, обусловленный подъемом горячей мантии и утонением континентальной литосферы, способствует возникновению областей частичного плавления на различных уровнях земной коры (Ярмолюк и др., 2000). Повышение эффективности теплопередачи за счет подъема базитовых магм через тектонически проницаемые зоны предопределяет также и более интенсивную циркуляцию рудоносных гидротермальных флюидов.

Интерпретация тектонической эволюции Рудно-Алтайского блока (Kuibida et al., 2020), рассматривает последовательность формирования кислого вулканизма в эйфеле-живете как отражение прогрессирующего рифтогенеза. Активной стадии рифтогенеза соответствовал живет-франский этап с извержениями эффузивов базитового ряда. Внедрение их магм на этом временном отрезке наследовалось масштабной генерацией гранитоидов разных геохимических типов, чей объем за относительно короткий период (378–363 млн лет) превысил половину

такового от всего предшествующего интрузивно-го вещества в Рудном Алтае (Государственная..., 2001; Kruk et al., 2024). На рифтогенную природу базальт-риолитовой формации Рудного Алтая ранее указывали Г.Ф. Яковлев и др. (1972; Вулканогенные..., 1978), Е.И. Филатов и Е.П. Ширай (1975), Г.Н. Щерба (1983), В.В. Кузнецов и др. (2019; Кудрявцева и др., 2022). Согласно (Гладких, 1992; Миронов и др., 1998), базитовый вулканизм

девонской формации по геохимическим и петрохимическим признакам являлся переходным между толеитовой и известково-щелочной сериями. Согласно данным (Миронов и др., 1998; Промыслова, 2005), базальты сочетают геохимические характеристики пород срединно-океанических хребтов, островных дуг и континентальных платобазальтов. Унаследованность общих петрогеохимических черт основными и кислыми



**Фиг. 2.** Геохимическая классификация рудноалтайских пород кислого ряда. (а–в). Классификационные диаграммы: (а)  $\text{SiO}_2$ –( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (Irvine, Baragar, 1971; Le Maitre et al., 1989), (б)  $\text{Zr}$ – $\text{Y}$  (Lentz, 1998; Piercey et al., 2006) и (в)  $\text{Ga}/\text{Al}$ – $\text{HFSEs}$  (Whalen et al., 1987; Sylvester, 1989), иллюстрирующие принадлежность вулканических пород Рудного Алтая к бимодальной ассоциации, переходной от известково-щелочной к толеитовой серии, и их рифтогенные геохимические характеристики; (г) спектры REEs, нормированные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), в сравнении с “cold-wet-oxidized” и “hot-dry-reduced” риолитами Новой Зеландии (Bachmann, Bergantz, 2008); (д, е) классификационные диаграммы для девонских риолитов Рудного Алтая в сравнении с “FII”-типом риолитами (Barrie, Hannington, 1999; Hart et al., 2004): (д)  $\text{La}/\text{Yb}_{\text{cn}}$ – $\text{Yb}_{\text{cn}}$  и (е)  $\text{Zr}/\text{Y}$ – $\text{Y}$ .

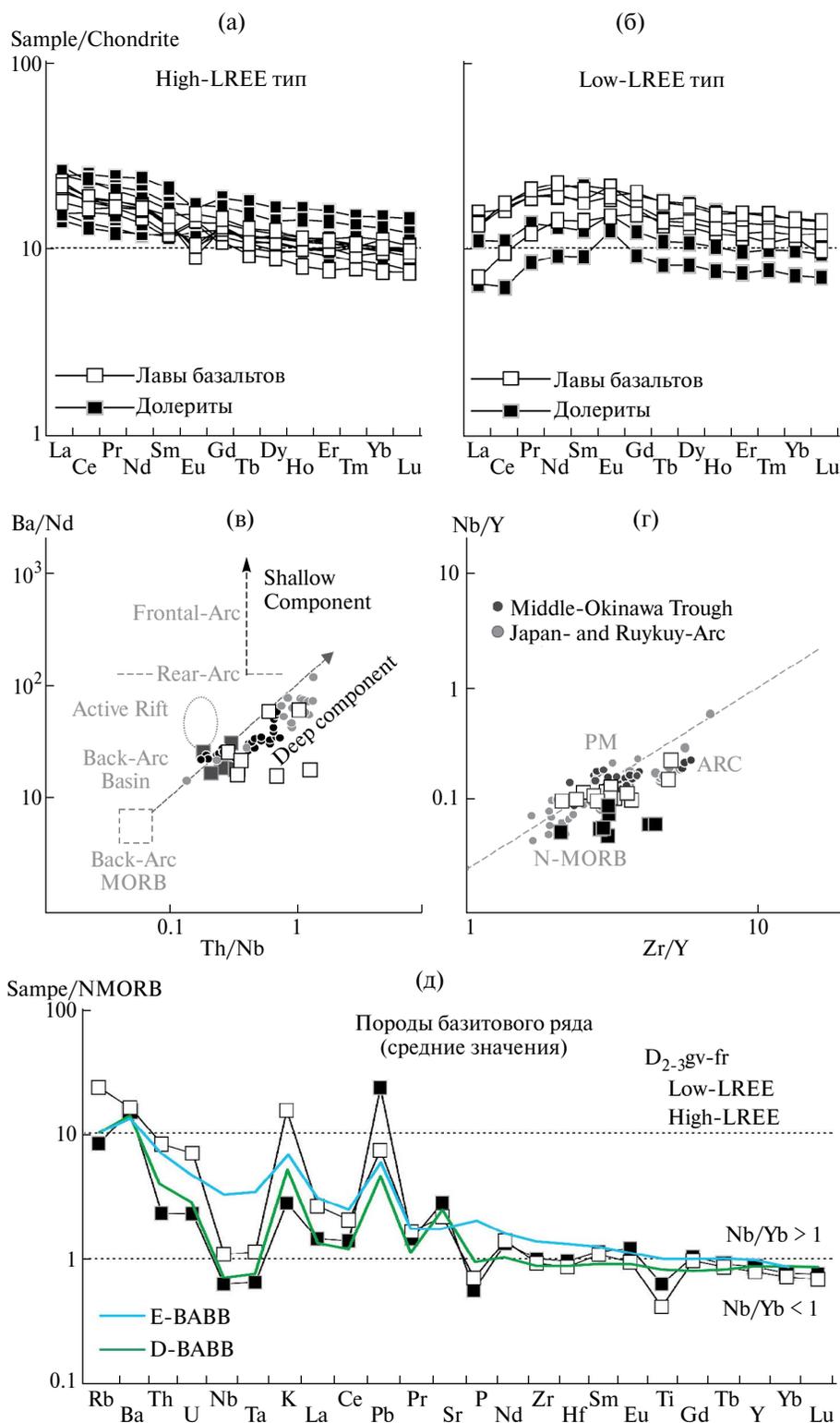
лавами в пределах отдельно взятых рудных полей рассматривалась (Гладких, 1992) как свидетельство образования пород формации из единого магматического источника или близкородственных источников. Предварительные исследования (Куйбида, 2019) показали, что базальтовый вулканизм, относимый к живетско-франскому уровню, обладал смешанными геохимическими характеристиками между таковыми в островных дугах и задуговых бассейнах или мог соответствовать зонам растяжения тыловых частей островных дуг.

Наиболее интенсивно режим растяжения в Рудном Алтае проявился в так называемом Змеиногорско-Быструшинском прогибе, сопровождаясь трещинными извержениями лав и внедрением межпластовых субвулканических интрузий базитового состава (Государственная...2001). Прогибу соответствует крупная синклиновая структура северо-западного простирания, протяженностью более 150 км, при ширине 25–30 км, осложненная системой многочисленных складок и разрывных нарушений. По локальным различиям в строении разреза прогиб разделен на Змеиногорскую и Шипунихинскую вулканические зоны. Широкое развитие в стратиграфических разрезах темно-серых до черных углеродсодержащих алевролитов указывает на относительно глубоководные обстановки формирования в живет-франское время (Государственная..., 2001).

Составы пород базитового ряда, изученных в Змеиногорско-Быструшинском прогибе, имеют толеитовые геохимические характеристики, подобно таковым большинства окраинно-континентальных конвергентных обстановок ( $\text{SiO}_2 = 48\text{--}57$  мас.%,  $\text{FeO}^*/\text{MgO} = 1.3\text{--}2.7$ ,  $\text{TiO}_2 = 0.8\text{--}1.8$  мас.%,  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15\text{--}18$  мас.%,  $\text{Mg\#} (39\text{--}59)$ ,  $\text{La}/\text{Yb}_n = 0.6\text{--}3.2$ ,  $\text{Zr}/\text{Y} = 2\text{--}4$ ,  $\text{Ni} = 14\text{--}138$  ppm,  $\text{Cr} = 47\text{--}294$  ppm; фиг. 3а, б). На редкоэлементных диаграммах, нормированных к хондриту (фиг. 3а, б; Sun, McDonough, 1989), выделяются два геохимических типа, обладающих слабо обогащенными и слабо деплетированными спектрами легких лантаноидов (LREEs:  $\text{La}/\text{Sm}_n = 1.52\text{--}1.67$  и  $0.5\text{--}0.65$  соответственно), и пологими спектрами распределения тяжелых лантаноидов правой части спектров (HREEs:  $\text{Gd}/\text{Yb}_n = 1.04\text{--}1.23$ ). Мультиэлементные спектры, нормированные к N-MORB (фиг. 3д, Sun, McDonough, 1989), демонстрируют характерное для островодужных магм преобладание крупно-ионных литофильных элементов (LILEs: Rb, K, Ba, Sr) над высокозарядными (HFSEs:

Nb, Ta, Zr, Hf, Ti) и выраженную Nb (Ta) аномалию ( $\text{Nb} = 1.2\text{--}3$  ppm,  $\text{Nb}/\text{La}_{\text{morb}} = 0.27\text{--}0.58$ ,  $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{morb}} = 0.06\text{--}0.17$ ). Тем не менее принадлежность изученных базальтов к бимодальной толеитовой формации, сформированной в мелководно-морской обстановке, и их очевидная рифтогенная природа, обусловленная генетической связью с развитием локальных тектонических депрессий в пределах Змеиногорского-Быструшинского прогиба, позволяют сравнивать их с вулканическими формациями обстановок растяжения краевых частей некоторых задуговых бассейнов восточной окраины Азиатского континента (Chen, Lee, 1996; Shinjo et al., 1999, 2000; Yagi, 2001; Shikazono et al., 2008; Yamada et al., 2012; Guo et al., 2018; Li et al., 2018). Петролого-геохимические исследования показывают, что магмы базитового ряда, сформированные как в островных дугах, так и в их задуговых бассейнах, имеют деплетированный мантийный источник (DM), который обогащен несовместимыми элементами, связанными с субдукцией (Shinjo et al., 1999; 2000; Guo et al., 2018; Li et al., 2018). Рядом авторов отмечено, что отличительной особенностью базальтов задуговых бассейнов (BABB; Pearce, Stern, 2006; Hirahara et al., 2015) является варьирующая степень обогащения субдукционным компонентом, который коррелирует с удаленностью по отношению к конвергентной зоне и не настолько явно выражен, как в островодужных магмах.

Индикаторные  $\text{Ba}/\text{Nb}$  (15–242) и  $\text{Th}/\text{Nb}$  (0.08–0.83) отношения (Pearce, Stern, 2006) в составах изученных пород, отражающие влияние так называемых “общего” и “глубинного” субдукционных компонентов, указывают на изменение вектора составов от базальтов тыловых частей островных дуг к таковым задуговых бассейнов (фиг. 3в). В Змеиногорско-Быструшинском прогибе в породах первого геохимического типа соотношения умеренно неконсервативных элементов, наименее растворимых во флюиде и отражающих частичное плавление субдуцируемых осадков, имеют относительно низкие значения Th (0.7–1.8 ppm), La (5–13 ppm) и  $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 1\text{--}1.8$  отношения. Эти показатели, хотя и сопоставимы с таковыми в субдукционных базальтах ( $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} > 1$ ), тем не менее, только немного превышают модельные значения, рассчитанные для флюидов, находящихся в равновесии со своим источником в субдуцирующей плите (Th = 0.03–0.4, La = 2–11 ppm; Kelemen et al., 2003). Породы второго геохимического типа имеют еще более низкие отношения



**Фиг. 3.** Геохимическая классификация рудноалтайских пород базитового ряда. (а-б) Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (Sun, McDonough, 1989), иллюстрирующие два геохимических типа девонских базальтов Рудного Алтая; (в-г) Диаграмма Th/Nb–Ba/Nb и Zr/Y–Nb/Yb для базальтов Рудного Алтая, иллюстрирующие вклад субдукционного компонента и типы мантийных источников (Pearce, Stern, 2006), в сравнении с базальтами фронтальных частей островных дуг Японии и Рюкю, и их задуговых бассейнов (Shinjo et al., 1999; Kimura et al., 2005; Guo et al., 2018). (д) Мультиэлементные спектры базальтов Рудного Алтая, нормированные к N-MORB (Sun, McDonough, 1989), в сравнении с деплетированными (D-BABB) и обогащенными (E-BABB) базальтами задуговых бассейнов (Pearce, Stern, 2006).

Th и La ( $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.3-0.7$ ), сопоставимые с N-MORB ( $\text{Th}/\text{La}_{\text{pm}} = 0.4$ ), что, вероятно, отражает гораздо меньший вклад компонента, производного от осадочного, в их источнике расплавов. Таким образом, низкие индикаторные отношения этих элементов, указывают на то, что родительские магмы изученных базальтов не имели явной связи с процессами, происходящими в активных субдукционных зонах, и метасоматизированный мантийный клин, вероятно, не был для них доминирующим источником.

Значения отношений консервативных элементов Nb (Ta), Zr (Hf), Y, HREEs со сходными коэффициентами распределения соответствуют таковым в источнике, поскольку не зависят от степени плавления и фракционирования (Туркина и др., 2022). Соотношения Nb/Ta (11–22, Nb = 1.2–2.6, Ta = 0.12–0.16 ppm) в породах первой (11–22, Nb = 1.2–2.6, Ta = 0.12–0.16 ppm) и второй (Nb/Ta = 12–32, Nb = 0.6–3, Ta = 0.06–0.18 ppm) группы имеют нерегулярные вариации, при среднем Nb/Ta в DMM ~ 15 (деплетированная MORB мантия; Kelemen et al., 2003). Сильно фракционированные Nb/Ta отношения принято интерпретировать как признак вклада субконтинентальной литосферной мантии, которая уже испытывала плавление (Puchtel et al., 1997; Hollings et al., 1999) и которая, в нашем случае, была реактивирована в процессе рифтогенеза. За исключением отдельных случаев, соотношение Zr/Nb в большинстве пород первой (32–37) и второй (29–34) групп различаются, хотя и сравнимы с таковыми значениями в DMM (~34; Workman, Hurt, 2005), что в обоих случаях указывает на близость к истощенному мантийному источнику.

Соответственно, верификация Nb/Y и Zr/Y отношений (<1) приводит к аналогичному выводу для пород двух групп. Так, фигуративные точки их составов располагаются в основном ниже линии мантийной последовательности на диаграммах с мантийными источниками, хотя имеют различные значения индикаторных отношений (фиг. 3г; Pearce, Stern, 2006). Поскольку неконтаминированные составы пород первой и второй групп имеют различные  $\epsilon_{\text{Nd}(T)}$  значения (+5.1 ... +6.0 и +7.4 соответственно) и величины Nb/Y отношений, это свидетельствует о частичном плавлении мантийных субстратов с различной степенью деплетированности, по оценкам (Workman, Hart, 2005). Приведенная интерпретация позволяет выдвинуть гипотезу об изменении характеристик мантийных источников при формировании

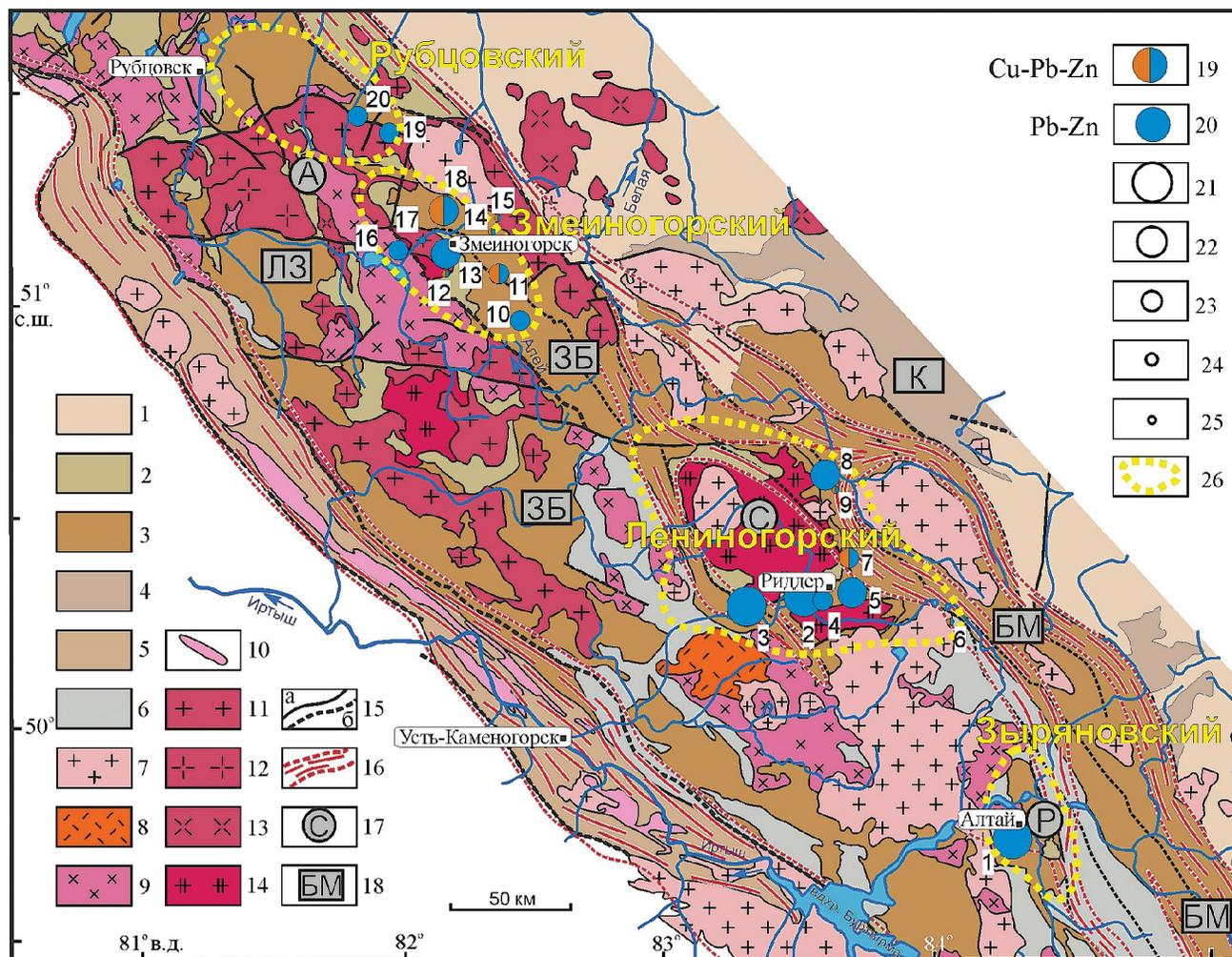
пород базитового ряда на живет-франском временном отрезке. Предполагается, что потенциальные источники инициальных базитовых магм могли являться продуктом частичного плавления вещества метасоматизированной сублитосферной мантии, на фоне постепенного вовлечения вещества астеносферы в область магмогенерации. Мантийный источник последующих базитовых фаз предположительно соответствовал веществу астеносферы, которая должна была подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Неочевидной остается природа субдукционного компонента, который мог быть связан как с девонской субдукцией, так и быть унаследован от раннепалеозойских геодинамических событий. Полученные результаты согласуются с представлениями о развитии окраинных задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанского типа, где область магмогенерации развивались от литосферы к астеносфере (Chen, Lee, 1996; Shinjo et al., 1999, 2000; Yagi, 2001; Shikazono et al., 2008; Yamada et al., 2012; Guo et al., 2018; Li et al., 2018).

#### ИСТОЧНИКИ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РУДНОГО АЛТАЯ

Вопрос об источнике рудного вещества месторождений Рудного Алтая, как и источнике рудогенерирующих магматических расплавов, является дискуссионным и рассмотрен в целом ряде работ (Сагпаев, 1954/1999; Каюпов и др., 1957; Проблемы генезиса ..., 1977; Большой Алтай ..., 2000; Викентьев, 2004; Промыслова, 2005; Kuibida et al., 2020). При его обсуждении особый интерес представляют результаты недавнего Pb-изотопного исследования, выполненного с помощью современного высокоточного анализа методом MC-ICP-MS (Чернышев и др., 2023). Эти Pb-Pb данные получены нами для колчеданных месторождений и рудопроявлений различных рудных районов Рудного Алтая (фиг. 4, 5), находящихся как на территории России, так и Казахстана (Приложение S1\*).

Галенит для анализа (пробы менее 0.001 г) был выделен в основном из полированных образцов руды под микроскопом с помощью иглы или микродрели. Изотопный анализ свинца проводили в ИГЕМ РАН (Москва) с использованием многоколлекторного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой NEPTUNE (ThermoFinnigan, Германия). По данным анализа 61 образца сульфидов из 20 месторождений (Приложение S2\*)

\*Дополнительные материалы размещены в электронном виде по адресу: <https://doi.org/10.31857/S0016777024060016>

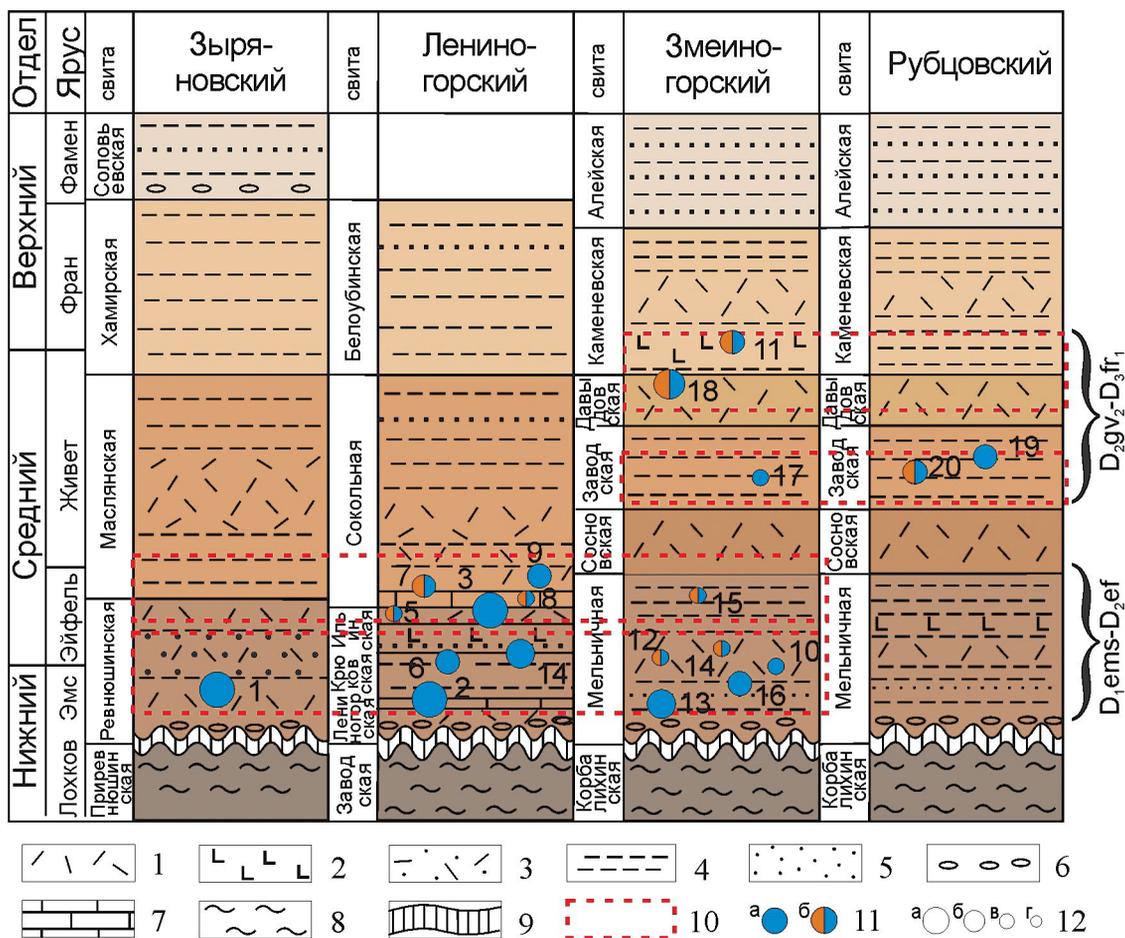


**Фиг. 4.** Схема размещения магматических комплексов Рудного Алтая, по (Куйбида и др., 2015) на основе (Геологическая..., 1956), с уточнениями и дополнениями, и позиция месторождений, для которых была изучена Pb-Pb систематика; 1 – юго-западная окраина Алтае-Саянской складчатой области (Горный Алтай, Pz); 2 – складчатый фундамент (турбидитовый бассейн) Рудного Алтая, S-D<sub>1</sub>?; 3 – надсубдукционный вулканический пояс Рудного Алтая, D<sub>1-3</sub>; 4 – Коргонско-Холзунский вулканический пояс в месте сочленения Горного и Рудного Алтая, S-D<sub>2</sub> – условно; 5 – отложения глубоководного палеожелоба Иртышской зоны, D<sub>1-2</sub>; 6 – континентальные отложения, C<sub>1</sub>; 7 – лениногорский, синюшинский и калбинский комплексы гранитоидов (объединенные), P<sub>1</sub>-T<sub>2</sub>; 8 – сержихинская свита (долериты, андезиты, плагиодациты, дациты, риолиты) и сержихинский вулканический комплекс (массивы щелочных гранитов, гипабиссальные малые интрузии и дайки гранит-порфиров и диоритовых порфиров), C<sub>3</sub>-P<sub>1</sub>; 9 – волчихинский и гилевский комплексы (кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты), C<sub>2-3</sub>; 10 – прииртышский комплекс в Иртышской сдвиговой зоне (граниты, плагиограниты), D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 11–13 – гранитоиды Горного и Рудного Алтая, D<sub>3</sub>-C<sub>1</sub>; 11 – змеиногорский комплекс (габбро, габбронориты, габбродиориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, лейкоплагиограниты), 12 – устьянский комплекс (лейкограниты), 13 – усть-беловский и боровлянский комплексы (гранодиориты, граниты, лейкограниты); 14 – алейский комплекс (плагиограниты), D<sub>2</sub>; 15 – разломы картируемые (а) и предполагаемые (б); 16 – зоны смятия; 17 – поднятия (своды): А – Алейское, С – Синюшинское и Р – Ревнюшинское; 18 – прогибы: БМ – Белоубинско-Маймырский, ЗБ – Змеиногорско-Быструшинский, ЛЗ – Локтевско-Золотушинский, К – Коргонский; 19, 20 – состав руд: колчеданно-полиметаллический (19), золото-серебро-барит-полиметаллический (20); 21–25 – колчеданные месторождения суперкрупные (21), крупные (22), средние (23), малые (24) и рудопр. (25); 26 – границы рудных районов. Цифрами на схеме обозначены месторождения и проявления: 1 – Зырянское, 2 – Ридлер-Сокольное, 3 – Тишинское, 4 – Долинное, 5 – Ново-Лениногорское, 6 – Выше-Ивановское рудопр., 7 – Шубинское, 8 – Чекмарь, 9 – Ермолаевское рудопр., 10 – Семеновское, 11 – Лазурское, 12 – Зайцевское рудопр., 13 – Змеиногорское, 14 – Комиссаровское рудопр., 15 – рудопр. Привет, 16 – Зареченское, 17 – Петровское рудопр., 18 – Корбалихинское, 19 – Степное, 20 – Таловское.

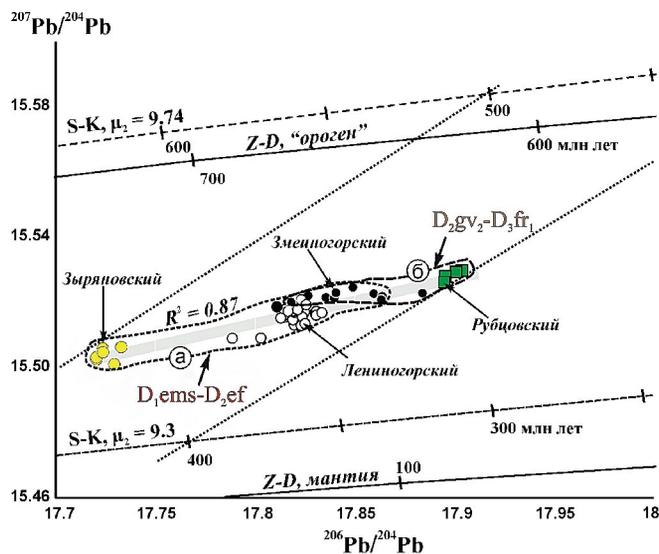
установлен узкий диапазон вариаций изотопного состава Pb (17.7204–17.9034, 15.5011–15.5297 и 37.6222–37.7280). Еще более высокая степень однородности, оцененная величиной коэффициента вариаций ( $v, \%$ ), проявлена внутри рудных районов ( $v_{6/4} \leq 0.054$ ,  $v_{7/4} \leq 0.012$  и  $v_{8/4} \leq 0.020\%$ ) и особенно внутри месторождений ( $v_{6/4} \leq 0.025$ ,  $v_{7/4} \leq 0.010$  и  $v_{8/4} \leq 0.013\%$ ). Такая гомогенность в изотопных параметрах рудного Pb является общим признаком месторождений, тесно связанных с магматизмом (например, Cu-порфировых,

VMS), а также свидетельством участия в их генезисе регионального по своим масштабам источника вещества (Bouse et al., 1999; Чернышев и др., 2008; Chugaev et al., 2020). Оценки величин  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  ( $\mu_2$ ) и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  ( $\omega_2$ ), полученные на основе двухстадийной модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975), свидетельствуют, что эволюция свинца до момента его фиксации в рудах происходила в источнике с низкими и мало варьирующими  $\mu_2 = 9.43\text{--}9.50$  и  $\omega_2 = 35.8\text{--}36.3$ . Величины приведенных модельных параметров полностью

## Районы Рудного Алтая



**Фиг. 5.** Схема корреляции рудоносных уровней девонской системы изученных рудных районов Рудного Алтая, с учетом данных (Дубатовол и др., 1980; Козлов, Дубатовол, 1994; Беспав и др., 1997; Большой Алтай ..., 2000). 1–6 – преимущественный литолого-петрографический состав отложений девона: 1–3 – вулканогенный (преобладают: 1 – риодациты, 2 – базальты, 3 – туфы кислого состава); 4–6 – осадочный терригенный (преобладают: 4 – алевролиты, 5 – песчаники, 6 – конгломераты); 7 – известняки; 8 – зеленые сланцы; 9 – стратиграфические перерывы; 10 – рудоносные уровни; 11 – состав руд: золото-серебро-барит-полиметаллический, низкомедистый (а), колчеданно-полиметаллический (б); 12 – колчеданные месторождения суперкрупные (а), крупные (б), средние (в), малые и рудопоявления (г). Цифрами на схеме обозначены месторождения и проявления: 1 – Зырянское, 2 – Риддер-Сокольное, 3 – Тишинское, 4 – Долинное, 5 – Ново-Ленинское, 6 – Выше-Ивановское рудопр., 7 – Шубинское, 8 – Чекмарь, 9 – Ермолаевское рудопр., 10 – Семеновское, 11 – Лазурское, 12 – Зайцевское рудопр., 13 – Зmeinогорское, 14 – Комиссаровское рудопр., 15 – рудопр. Привет, 16 – Зареченское, 17 – Петровское рудопр., 18 – Корбалихинское, 19 – Степное, 20 – Таловское.



**Фиг. 6.**  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  изотопная диаграмма: представлены Pb-Pb данные, полученные по галениту из полиметаллических и колчеданно-полиметаллических месторождений Зырянского, Лениногорского, Змеиногорского и Рубцовского рудных районов Рудного Алтая (Чернышев и др., 2023). На диаграммы пунктирными линиями нанесены эволюционные кривые модели (S–K) Стейси–Крамерса (1975), сплошными линиями – эволюционные кривые модели плюмботектоники (Z–D) Зартмана–Доу (1981), точечными линиями – Pb-Pb изохроны. На рисунке ооконтурены поля изотопного состава Pb месторождений, локализованных в породах  $D_1\text{ems}-D_2\text{ef}$  (a) и  $D_2\text{gv}_2-D_3\text{fr}_1$  (б) возрастов.

исключают вклад вещества коровых источников и астеносферной мантии при формировании рудной минерализации. Отмеченные особенности дают основание рассматривать подкоровую литосферную мантию в качестве главного источника рудной минерализации месторождений Рудного Алтая. Этот вывод согласуется с результатами геохимических и изотопно-геохимических (прежде всего, Sm-Nd) исследований рудогенерирующего бимодального девонского вулканизма.

Совокупность Pb-Pb данных также обнаруживает наличие корреляционных зависимостей в вариациях изотопного состава рудного Pb, с одной стороны, геологической позицией месторождений и возрастом руд, с другой. На Pb-Pb диаграммах в различных изотопных координатах эти зависимости выражены в виде линейных трендов, характеризующихся высокими величинами достоверности линейной аппроксимации ( $R^2 \geq 0.84$ ). На фиг. 6 приведена одна из таких диаграмм в координатах ураногенных изотопов Pb. Вдоль тренда отчетливо проявлена группировка точек изотопных составов Pb в соответствии с принадлежностью к четырем конкретным рудным районам Рудного Алтая. Нижнее положение тренда определяют точки руд Зырянского района, представленного в настоящей работе свинцово-изотопными

данными по месторождению Зырянское – одному из крупнейших в провинции. В верхней части линейного тренда расположены несколько более молодые по возрасту ( $D_2\text{gv}_2-D_3\text{fr}_1$ ) руды месторождений Таловское и Степное Рубцовского рудного района. Линейные тренды изотопного состава Pb обосновываются как линии смешения свинца, отражающие, прежде всего, первичную изотопную (Pb-Pb) и химическую (U-Th-Pb) гетерогенность регионального источника.

## ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Исследования тектонической эволюции современных конвергентных обстановок Западно-Тихоокеанского типа (на примере открытия Японского задугового бассейна) показывают, что на раннем транспрессионном этапе развития систем данного типа происходило заложение крупных сдвиговых зон, ориентированных конформно континентальной окраине, и оперяющих малоамплитудных разломов (Jolivet et al., 1994). Стадия начала открытия задугового бассейна маркируется формированием грабеноподобных структур и бассейнов типа пулл-апарт, формирующих совместно со сдвиговыми зонами

структурные парагенезисы (Otofuji et al., 1985; Kodama et al., 1995; Kinoshita, Yamaji, 2021; Hosoi et al., 2023). Показано, что в обстановках общего растяжения, вызванного откатом субдуцирующей плиты, происходит разнонаправленное вращение крупных континентальных блоков и латеральные лево- и правосдвиговые перемещения сопряженных с ним тектонических блоков вдоль главных сдвиговых зон и сопряженных разломов. Как показано во многих работах (Yagi et al., 2001; Tamura, 2003; Kimura et al., 2005; Okamura et al., 2005; Sato et al., 2007, 2014; Yamada, Yoshida, 2011; Yoshida et al., 2014 и др.), последовательная смена тектонических обстановок в пределах Японской конвергентной системы коррелирует с изменениями вещественных характеристик и пространственной локализацией очагов вулканизма в регионе. В пределах Рудноалтайского вулканического пояса также широко распространены тектонические макроструктуры, которые являются индикаторными для определения режимов проявления вулканизма, — крупные сдвиговые зоны и сопряженные с ними разломы, бассейны типа пулл-апарт, геолого-картографические свидетельства вращения отдельных блоков, маркируемые субвулканическими интрузиями и др. Поскольку реконструкция девонского этапа структурообразования и деформационных условий формирования месторождений осложняются эффектом наложенной тектонической реактивации (Викентьев, 1987; Дергачев, Старостин, 1988), для корректной интерпретации более информативными являются не столько структурные парагенезисы, сколько вещественные комплексы, обладающие признаками синтектонического формирования.

Для структурно-тектонических интерпретаций за основу взята специфическая особенность строения Рудного Алтая, которая заключается в наличии мелкомасштабных ромбовидных блоков, ограниченных разрывными нарушениями различной кинематики. Морфология таких блоков обусловлена северо-западной и субширотной ориентировкой главных разломов, а также субмеридиональным и северо-восточным простиранием сопряженных разломов (Государственная..., 2001). Данная конфигурация типична для трансензионных и транспрессионных тектонических обстановок (Woodcock, Fischer, 1986; McClay, Bonora, 2001; Anderson, Nourse, 2005; Fedorovsky, Sklyarov, 2010; Azizi et al., 2021 и др.). В первом случае наблюдаются парагенетические структурные ассоциации “push-up” (pop-up, rhomb horst) и “positive flower” (palm-tree) структур, во втором — “pull-apart” и “negative

flower” (tulip) структур. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации на фоне синсдвигового растяжения указывает на преобладание трансензионного режима деформирования (растяжение со сдвигом). При формировании бассейнов “pull-apart” в приповерхностной зоне распространения хрупких деформаций образуются ограничивающие структуру разломы, соответствующие на глубине сильному утонению пластичного слоя. Под бассейном происходит подъем основания литосферы, а максимальное утонение литосферы соответствует областям наибольшего прогибания дна депрессии. Как следствие, образование бассейнов растяжения эффективно способствует локализованному апвеллингу астеносферы (Corti, Dooley, 2015), хотя не исключена и обратная причинно-следственная связь: проявление локального мантийного диапиризма, сопровождаемое латеральным тектоническим течением в самых верхних геосферах, способствует утонению земной коры. В качестве эталонного объекта для расшифровки этапов структурообразования наиболее представительна северо-западная часть Рудного Алтая, которая наиболее полно, на наш взгляд, сохранила первичные тектонические макроструктуры.

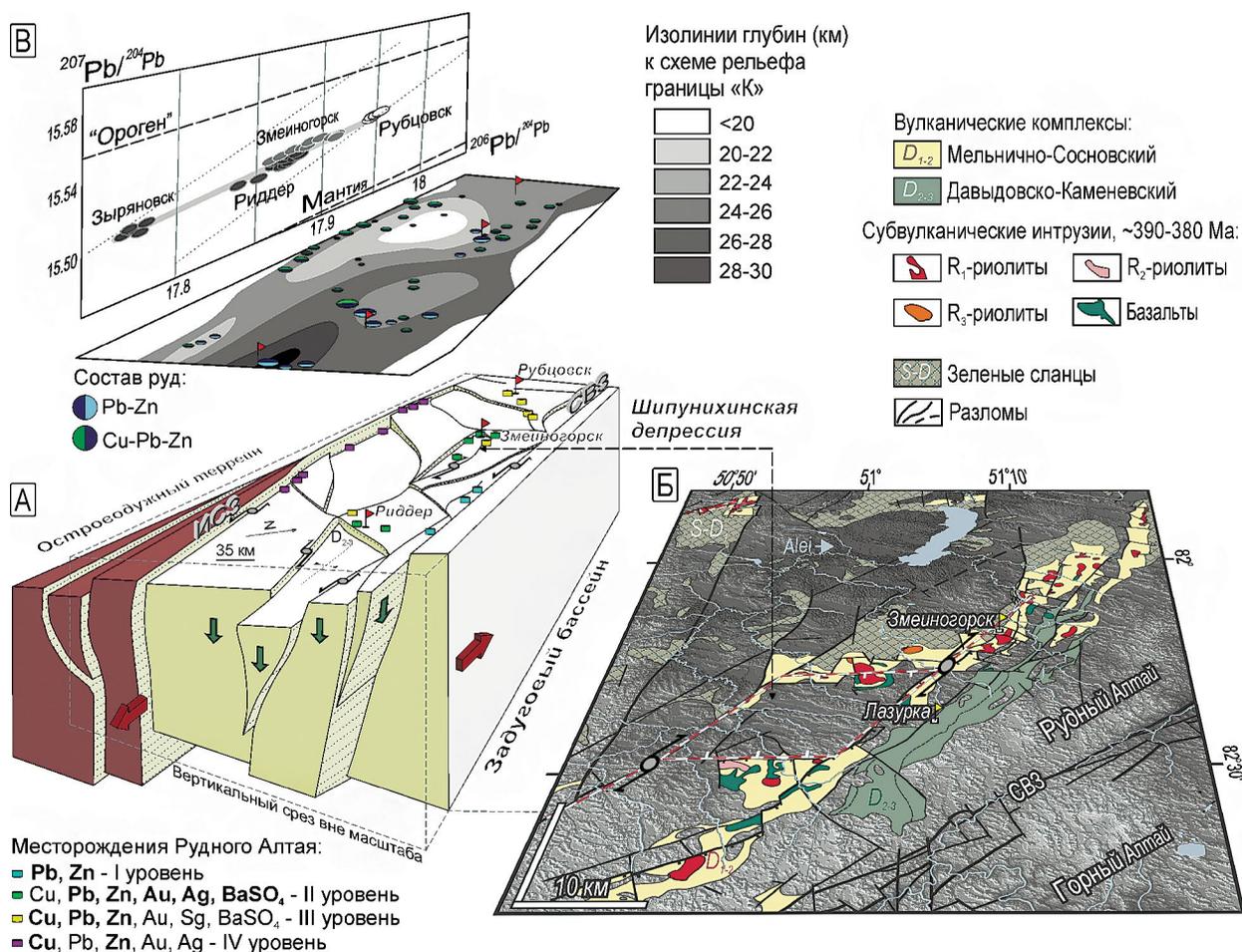
В строении обсуждаемого района участвуют Алейское поднятие и Змеиногорско-Быструшинский прогиб (Государственная..., 2001). Алейское поднятие представляет собой выход раннепалеозойского структурного этажа, сложенного метаморфизованными породами палеошельфа. Прогибу, расположенному к северо-востоку от Алейского поднятия, соответствует крупная синклиновая структура северо-западного простирания, протягивающаяся более чем на 150 км при ширине 25–30 км. На северо-востоке он граничит по разломам Северо-Восточной зоны смятия со структурами Горного Алтая. Внутренняя структура прогиба сложная, она обусловлена сочетанием многочисленных вулканотектонических, складчатых и разрывных элементов. В строении палеодепрессии участвуют отложения среднепалеозойского структурного этажа, смятые в протяженные линейные складки, преимущественно северо-западного простирания. На основе различий в строении стратифицированных отложений прогиб разделен на Змеиногорскую вулканическую зону и Шипунихинскую зону с угнетенным вулканизмом (Государственная..., 2001).

Блоки, сложенные вулканогенными формациями эйфеля-живета, вытянуты как вдоль линейных тектонических зон СЗ простирания, так и подчинены серии разломов

субмеридиональной ориентировки, ограничивающих *Шипунихинскую депрессию* (фиг. 7а, б). С обсуждаемой структурой связан наиболее интенсивный режим растяжения, проявившийся на Рудном Алтае в живете-фране. Деформации растяжения сопровождались в этот период трещинными извержениями лав и внедрением межпластовых субвулканических интрузий базитового состава. В нижних частях разреза данной депрессии присутствуют все характерные для региона вулканогенные формации от раннего эйфеля до раннего живета. Самые поздние субвулканические интрузии, также относящиеся к живет-франскому эпизоду, приурочены к разломам северо-западного и субмеридионального простирания в обрамлении Шипунихинской депрессии, занимая тектоническую позицию, аналогичную предшествующим вулканогенным

формациям. Таким образом, хотя в живетское время и произошла смена геохимического типа вулканизма от кислого к основному составу, внедрение магм контролировалось прежними региональными структурами. Пространственная же конфигурация геологических тел, сложенных изученными вулканогенными формациями, определенно указывает на их образование под контролем сдвиговых перемещений вдоль разломов северо-западного простирания и развития сопряженного бассейна типа “pull-apart”, представленного в данном случае Шипунихинской депрессией.

Согласно результатам аналогового и численного моделирования (Dooley, McClay, 1997; Dooley, Schreurs, 2012), выделяется три геометрических типа структур “pull-apart”: ромбовидный, прямоугольный, обратный ромбовидный (“lazy-Z”,



**Фиг. 7.** Схематичное изображение предполагаемого тектонического строения Рудого Алтая в среднем девоне (А); схема расположения Шипунихинской депрессии (Б), по (Kuibida et al., 2020); (В) схема рельефа поверхности Конрада (Большой Алтай..., 1998), с вынесенными точками месторождений и диаграммой изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , иллюстрирующей эволюцию изотопных составов от месторождений Зырянского рудного района к месторождениям Рубцовского района Рудного Алтая.

“-S”). Шипунихинская депрессия, в соответствии с параметрами бассейна (угол между главным разломом сдвиговой кинематики и сопряженными разрывами, оконтуривающими бассейн, составляет  $45^{\circ}$ – $47^{\circ}$ ), относится к первому типу. Ромбовидные бассейны, в свою очередь, делятся на симметричные и асимметричные. В исследовании (Sugan et al., 2014) показано, что образование структур первого типа приурочено к разломам, по которым происходят равновеликие перемещения тектонических блоков. При этом асимметричные бассейны образуются при соотношении перемещения блоков 1 : 2 и более. Судя по своим геометрическим характеристикам, Шипунихинская депрессия относится к симметричным ромбовидным структурам. В соответствии с моделью формирования бассейнов подобного типа и ориентировкой разломов, для главного разлома северо-западного простирания надежно идентифицируется правосдвиговая кинематика перемещений. Моделируемые значения угла между главным и сопряженными разломами составляют  $30 \pm 5^{\circ}$  (Bertoluzza, Perotti, 1997; Wu et al., 2019). Положительные отклонения от модельных значений в Шипунихинской депрессии могут объясняться длительным полистадийным формированием структуры при неизменном сдвиговом стиле деформаций (ср., Gürbüz, 2010). Наблюдаемые отклонения характерны для многих природных объектов, образование которых связано с режимом окраинно-континентального скольжения литосферных плит. Например, бассейны “pull-apart” в пределах активного Северо-Анатолийского правого сдвига обладают значениями острого угла  $28^{\circ}$ – $48^{\circ}$  (Gürbüz, 2010), а бассейны Мертвого моря –  $58^{\circ}$ – $64^{\circ}$  (Basile, Brun, 1999). В некоторых случаях углы между разломами достигают значений более  $90^{\circ}$  (“lazy-Z”, “-S” тип), что интерпретируется как свидетельство существования обстановок локального растяжения при общем сжатии со сдвигом – транспрессии (Bertoluzza, Perotti, 1997). С учетом кинематических характеристик и пространственного положения разломов, девонскую структуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур (фиг. 7а, б).

### КОНЦЕПТУАЛЬНЫЙ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЙ СЦЕНАРИЙ

В процессе эволюции ЦАСП происходили многократные пересечения протяженными конвергентными зонами гетерогенных по строению и происхождению террейнов, их периодическая

аккреция и фрагментация, а на заключительной позднепалеозойской стадии структурный план региона изменился в результате общей амальгамации континентов и широкого развития сдвиговой тектоники. Таким образом, возникают очевидные трудности в геодинамических интерпретациях, обусловленные тектонической перестройкой ансамбля террейно-орогенного обрамления Сибирского континента при более поздних деформациях, включая перемещения разнородных блоков крупно-амплитудными сдвигами (Буслов, 2011). Это приводит к “смешению” классических признаков, установленных для идентификации геодинамических обстановок, аналогичных современным, и вызывает разное толкование при палеореконструкциях.

Современные фундаментальные знания в области изучения системы “континент–океан” основаны на хорошо задокументированной кайнозойской тектоно-магматической летописи восточной окраины Азии (Ханчук и др., 1997; Shinjo et al., 2000; Stern, 2004; Okamura et al., 2005; Леликов и Емельянова, 2007; Zhu et al., 2010; Мартынов и Ханчук, 2013; Ярмолюк и др., 2013; Диденко и Ханчук, 2019). Последние исследования, основанные на модели “Расширяющегося субдукционного орогена” (Extension subduction orogen; Collins, 2002), демонстрируют конкретные механизмы развития подобных конвергентных систем. Предлагается, что движущей силой их эволюции является изменение геометрии и откат субдуцирующей плиты в совокупности с внедрением астеносферного диапира в зону субдукции, что приводит к миграции вулканического фронта, расширению задугового бассейна и, соответственно, к интерференции геохимических признаков магматизма. Однако на примере развития Японского задугового бассейна видно, что процесс не является однонаправленным – вполне возможно чередование эпизодов растяжения и сжатия в случае обратнопоступательного движения субдуцирующей плиты. Для расшифровки таких механизмов принято рассматривать интегральную информацию, полученную при анализе взаимосвязей между тектоническими событиями и генетическими типами магматизма, отражающими глубинные эндогенные процессы (например, Lallemand, Jolivet, 1986; Jolivet et al., 1994; Okamura et al. 2005; Kimura et al., 2005; Yamada, Yoshida 2011; Yoshida et al., 2014; Sato et al., 2014 и др.). При этом важная роль отводится расшифровке характера мантийных источников при миграции зоны субдукции, поскольку сначала продуцируются магмы

островодужного типа, а затем в процессе открытия задугового бассейна и подъема астеносферного диапира в них начинают преобладать геохимические метки N-MORB и E-BABB типов. Как показано в работах многих авторов, последовательная смена тектонических обстановок в пределах конвергентной системы Западно-Тихоокеанского типа коррелирует с изменениями вещественных характеристик и пространственной локализацией центров вулканизма региона.

Месторождения Рудного Алтая, с определенными оговорками (см. дискуссию в Викентьев, 2004), можно отождествлять с современными гидротермальными полями западной части Тихого океана, то есть с деятельностью черных курильщиков. Фрагменты сульфидных труб были найдены в разных частях металлогенического пояса (Масленников, 2014; Кузнецова, 2019). В мировой практике подобные геологические обстановки принято рассматривать в контексте процессов литосферного растяжения, связанных или с рифтогенезом океанических островных дуг, или с формированием задуговых бассейнов (Kerrick, Wyman, 1996; Lentz, 1998; Barrie, Hannington, 1999; Викентьев, 2004; Hart et al. 2004; Galley et al., 2007; Piercey, 2011; Yamada, Yoshida, 2011). Следует отметить, что во многих геодинамических реконструкциях Рудноалтайский блок рассматривался как фронтальная часть девонской активной окраины, но не уделялось должного внимания крупно-амплитудным сдвиговым деформациям, активно начавшимся в позднем девоне и приведшим к значительному смещению окраинных террейнов Сибирского палеоконтинента (Буслов, 2011). Поскольку в настоящее время Рудноалтайский блок граничит через Иртышскую сдвиговую зону со структурно-вещественными комплексами Иртыш-Зайсанского палеоокеана, его территория, со специфическим бимодальным вулканизмом и месторождениями VMS-типа, вероятнее всего, может не соответствовать островной дуге, хотя и генетически быть связанной с ней. В этом контексте авторы настоящей статьи придерживаются модели миграции вулканического фронта от континента к океану, с рифтогенезом и расширением задугового бассейна, по образу развития обстановок Западно-Тихоокеанского типа (Ханчук и др., 1997; Shinjo et al., 2000; Stern, 2004; Kimura et al., 2005; Okamura et al., 2005; Zhu et al., 2010; Ярмолюк и др., 2013; Мартынов и Ханчук, 2013; Диденко и Ханчук, 2019; Емельянова и др., 2020).

## ФАКТОРЫ РУДОПРОДУКТИВНОСТИ

Как показано на фиг. 7а, большинство полиметаллических месторождений Рудного Алтая (первый и второй возрастные уровни) приурочено к разрывным нарушениям северо-западного простирания и/или к узловым зонам их пересечения с разломами субширотной ориентировки. Колчеданно-полиметаллические месторождения (третий возрастной уровень) расположены преимущественно вдоль субширотных разрывов и в узловых точках (Палеовулканологический..., 1984; Гаськов и др., 1991; Кашин и др., 2013; Кузнецов и др., 2019 и др.). Данное наблюдение с высокой вероятностью указывает на то, что разломы северо-западного и субширотного простирания в средне-позднедевонское время, с точки зрения тектонических факторов рудопродуктивности, формировали единую рудоконтролирующую систему. Наиболее крупные полиметаллические и колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая формируют два пояса, тяготеющие к Иртышской и Северо-Восточной зонам смятия. Закономерное расположение месторождений, вероятно, было обусловлено повышенной проницаемостью данных структур корового масштаба. Схема рельефа поверхности Конрада подчеркивает северо-западную ориентировку главных тектонических элементов региона (Щерба и др., 1984; Беспаяв и др., 1997; Большой Алтай..., 2000). Однако высокой корреляции между размещением месторождений и глубиной этой граничной поверхности не наблюдается (Беспаяв и др., 1997; Большой Алтай..., 2000). На наш взгляд, данное несоответствие является отражением постдевонских событий – коллизионной перестройкой структур региона и влияния синорогенного магматизма.

Определяющая роль ранне-среднедевонского магматизма в рудогенезе колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая сейчас не вызывает сомнений, однако геодинамические условия, как и источники рудообразующего магматизма остаются дискуссионными. В то же время, совокупность современных данных поддерживает базирующийся на рассмотренных выше результатах изучения изотопного состава рудного свинца (см. фиг. 6) вывод о том, что относительно молодая (раннепалеозойская) литосферная мантия являлась обширным по масштабу региональным источником вещества колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Чернышев и др., 2023). Такая интерпретация

Pb-Pb изотопных данных согласуется с ранее высказанной точкой зрения об участии вещества подкорковой литосферной мантии в петрогенезисе кислых рудоносных расплавов (Гаськов, 2015; Кузнецов и др., 2019). Важно подчеркнуть, что по сравнению с другими пространственно близкими террейнами Центрально-Азиатского складчатого пояса, включая Китайский Алтай (Chiaradia et al., 2006), рудный свинец Рудноалтайского террейна обладает наименее радиогенным составом по содержанию всех трех изотопов  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , что поддерживает представление о заметном мантийном вкладе в образование его колчеданных месторождений.

Возвращаясь к вопросу о корреляции изотопного состава Pb с геологической позицией рудных районов и месторождений, отметим следующее. Зырянский, Лениногорский, Змеиногорский и Рубцовский рудные районы образуют линейный пояс северо-западного простирания, являющийся одним из латеральных элементов металлогенической зональности Рудного Алтая. Зональность, отражающая геолого-вещественную неоднородность региона, проявляется в смене подтипов колчеданных месторождений (Zn-Cu, Cu-Pb-Zn, Pb-Zn) с уменьшением в их составе содержания Cu и возрастанием содержания Pb с юго-запада на северо-восток – вкост протирания пояса Рудного Алтая. В этом же направлении увеличивается содержание калия в вулканических породах (Авдонин и др., 1987), а по данным измерений геофизических параметров происходит возрастание толщины коры (Щерба и др., 1984; Беспяев и др., 1997). Как упоминалось выше, с востока и юго-востока на запад и северо-запад на Рудном Алтае положение пика вулканизма смещается вверх по разрезу девона (идет его “омоложение”), отражая общую миграцию вулканизма. Со временем состав его продуктов эволюционировал, результатом чего стал наблюдаемый в разрезах вулканической формации рост доли основных пород. Это также отражается в региональной металлогенической зональности: с юго-востока на северо-запад в Змеиногорско-Зырянской подзоне доля меди в составе руд заметно растет, и Pb-Zn месторождения сменяются Cu-Pb-Zn залежами.

Одна из причин геолого-вещественной неоднородности Рудноалтайской провинции, вероятно, состояла в различиях субстрата, участвовавшего в выплавлении магм в источнике в ходе эволюционного развития рудоносной бимодальной базальт-риолитовой ассоциации. Характер неоднородности состава источника рудного

свинца в регионе, вероятно, закономерно изменялся, хотя и не так значительно, вдоль упомянутого регионального пояса колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западного простирания, о чем свидетельствует тот факт, что последовательность размещения Зырянского, Лениногорского, Змеиногорского и Рубцовского рудных районов вдоль пояса повторяет последовательность расположения полей этих районов на диаграмме вдоль тренда, отражающего постепенное изменение изотопного состава Pb (фиг. 7в).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Антидромная природа развития базальт-риолитового магматизма обусловила специфическую металлогению региона, выражающуюся в смене барит-полиметаллических и полиметаллических месторождений на эмско-эйфельском этапе (например, Зырянское, Тишинское, Риддер-Сокольное), колчеданно-полиметаллическими на живетском этапе (Белоусовское, Таловское) и затем медноколчеданными на франско-раннефаменском этапе (Камышинское, Николаевское). В то же время базальт-риолитовый вулканизм, имея преимущественно рифтогенную природу и обладая мантийными метками, в качестве своего глубинного источника имел литосферную мантию, на что указывает, в первую очередь, геохимический тип базальтов.

Участие вещества подкорковой литосферной мантии в рудообразующих процессах устанавливается также по результатам системных Pb-изотопных исследований месторождений Рудного Алтая, из которых следует, что источник свинца носил региональный характер, был относительно гомогенным в химическом (U-Th-Pb) и изотопном отношении и единым для всех месторождений. Единством источника объясняется относительно высокая однородность изотопного состава Pb в Рудноалтайской провинции. Это подтверждает геотектонический анализ, свидетельствующий о том, что разломы северо-западного и субширотного простирания, к которым приурочены месторождения Рудного Алтая, в средне-позднедевонское время формировали единую рудоконтролирующую систему. Становление в девоне бимодальной вулканической ассоциации шло на фоне синсдвигового растяжения, указывая на преобладание трансформационного режима деформирования (растяжение со сдвигом), с формированием бассейнов “pull-apart”. С учетом кинематических характеристик

и пространственного положения разломов девонскую архитектуру Рудноалтайского блока можно рассматривать как комбинацию “negative flower (tulip)” структур.

Анализ индикаторных отношений редких элементов в базальтоидах указывает на плавление слабо- и умеренно-деплетированных мантийных источников. Предполагается, что потенциальным источником инициальных базитовых магм могла являться метасоматизированная литосферная мантия. В петрогенезисе последующих порций базитовых магм, по-видимому, участвовал астеносферный источник, при этом вещество астеносферы должно было подняться до уровня глубинности предшествующей области плавления. Смена типов девонского оруденения рассматривается как следствие изменения характера вулканизма, инициированного синдвиговым растяжением земной коры. Это соответствует представлениям о формировании рудообразующих систем колчеданной минерализации в вулканогенных формациях в связи с периодами гидротермальной активности, связанной с базальтоидным магматизмом обстановок растяжения.

Изучение геохимических характеристик девонских пород базитового ряда позволяет предположить в качестве одного из их источников вещество метасоматизированной деплетированной мантии, которая могла быть унаследована от предшествующих субдукционных событий. Мантийный источник последующих базитовых фаз, которые, вероятно, не участвовали в обогащении рудным свинцом верхнекоровых рудно-магматических систем, но были связаны с медно-колчеданными месторождениями, соответствовал поднимающемуся веществу астеносферы. С точки зрения геодинамических интерпретаций, изложенные предложения согласуются с представлениями о закономерностях развития окраинных задуговых бассейнов Западно-Тихоокеанского типа (Ярмолюк и др., 2013).

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы отмечают большой вклад в постановку метода MS–ICP–MS анализа изотопного состава свинца в ИГЕМ РАН К.Н. Шатагина и, особенно, И.В. Чернышева, по инициативе и под руководством которого проводились Pb-изотопные исследования галенита Рудного Алтая; выражают признательность А.Л. Дергачеву, В.В. Раткину, В.В. Кузнецову и С.В. Кузнецовой за предоставление для исследований части образцов

с галенитом, а также благодарят Ю.Ф. Олейника, В.Н. Назарова, О.В. Мурзина и Т.В. Серавину за рекомендации при подготовке статьи. Авторы признательны руководству и геологической службе ТОО “Казцинк” за доступ к керну и в подземные горные выработки месторождений Лениногорского рудного района, геологам Риддерского ГОКа (прежде всего, В.И. Мамину) и Алтайского геолого-экологического института (Г.Д. Ганженко) за содействие в проведении полевых работ и получение ряда образцов руд.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда (проект № 23-27-00024) (<https://rscf.ru/en/project/23-27-00024/>).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авдонин В.В.* Рудоносные вулкано-тектонические депрессии центральной части Рудного Алтая // Вест. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1981. № 6. С. 29–40.
- Авдонин В.В., Дергачев А.Л., Шатагин Н.Н.* Петрохимическая зональность базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Вест. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 1987. № 4. С. 18–24.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геол. и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 63–81.
- Беспяев Х.А., Полянский Н.В., Ганженко Г.Д., Дьячков Б.А., Евтушенко О.П., Ли Тянь Аэ.* Геология и металлогения Юго-Западного Алтая (в пределах территории Казахстана и Китая). Алматы: Гылым, 1997. 288 с.
- Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Авт. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Н.И. Стучевский, Г.П. Нахтигаль, А.Н. Автоненко, В.Л. Любецкий. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
- Большой Алтай (геология, металлогения). Кн. 2. Металлогения. Авт. Г.Н. Щерба, Х.А. Беспяев, Б.А. Дьячков, А.М. Мыслик, Г.Д. Ганженко, Е.М. Сапаргалиев. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
- Буслов М.М.* Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геол. и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 66–90.
- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.* Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике

- Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геол. и геофизика. 2003. Т. 44. № 1–2. С. 49–75.
- Вейц Б.И.* Особенности минерального состава, структур и текстур руд некоторых полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Изв. АН СССР, сер. геол. 1945. № 6. С. 33–36.
- Вейц Б.И.* О генетической связи полиметаллического оруденения Рудного Алтая с девонским вулканизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 7. С. 105–115.
- Викентьев И.В.* Рудоносные палеовулканические структуры Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1986. № 5. С. 87–93.
- Викентьев И.В.* Метаморфогенные структуры Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1987. Т. 29. № 1. С. 66–76.
- Викентьев И.В.* Тектонофизический анализ колчеданных месторождений Северо-Восточной зоны смятия на Алтае // Изв. вузов. Геол. и разв. 1994. № 4. С. 83–91.
- Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 340 с.
- Викентьев И.В., Карманов В.П.* Два структурно-геохимических типа полиметаллических месторождений в Лениногорском рудном районе // Изв. вузов. Геол. и разв. 1989. № 8. С. 48–57.
- Викентьев И.В., Гаврилец В.Н., Бородаев Ю.С.* Дайки меланократовых пород Зырянского месторождения (Р. Алтай) // Геология руд. месторождений. 1988. № 4. С. 99–104.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В.* Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геол. и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 12–14.
- Волков В.М., Гинатулин А.М., Сахаров И.Т., Чекалова К.А.* Орловское рудное поле на Рудном Алтае. Алма-Ата: Наука, 1972. 108 с.
- Врублевский В.В., Котельников А.Д., Крупчатников В.И.* Позднекокембрийский ОИВ-магматизм Кузнецкого Алатау, Сибирь: геохимические особенности вулканических культурстюгской свиты // Докл. РАН. 2016. Т. 469. № 4. С. 457–460.
- Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения (на примере Рудного Алтая). Ред. Г.Ф. Яковлев. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1978. 280 с.
- Гаврилец В.Н.* Палеовулканическая структура и литолого-фациальный контроль на Зырянском месторождении (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1986. № 1. С. 40–47.
- Ганженко Г.Д., Юдовская М.А., Викентьев И.В.* Золото-полиметаллическая минерализация Риддер-Сокольного месторождения на Рудном Алтае (Вост. Казахстан) // Минералогия. 2018. Т. 4(1). С. 8–34.
- Гаськов И.В., Дистанов Э.Г., Миронова Н.Ю., Чекалин В.М.* Колчеданно-полиметаллические месторождения верхнего девона Рудного Алтая. Новосибирск: Наука, 1991. 121 с.
- Гаськов И.В.* Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. 2015. № 2. С. 17–39.
- Геологическая карта Алтая 1 : 500000. Гл. ред. В.П. Нехорошев. М.: Госгеолтехиздат, 1956.
- Гладких В.С.* К геохимии девонских вулканогенных пород юго-западной части Алейского антиклинория // Отечественная геология. 1992. № 11. С. 77–83.
- Горжевский Д.И., Караулов В.Б., Микунов М.Ф., Филатов Е.И.* Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений // Геотектоника. 1977. № 3. С. 70–77.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Серия Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Ред. Я.М. Гутак. Об. зап. / Мурзин О.В. и др. СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 219 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Сер. Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Об. зап. / Мурзин О.В., Чекалин В.М., Сыроежко Н.В. СПб.: ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.
- Григорьев И.Ф.* Исследование Алтайских руд в отраженном свете // Геол. комитет. Мат. по общ. и прикл. геол. 1927. Вып. 70. 39 с.
- Григорьев И.Ф.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Труды 4 Всесоюзной геол. конф. по цветным металлам. Вып. 3. Л.: Цветметиздат, 1932. С. 107–130.
- Григорьев И.Ф.* Основные черты Рудного Алтая и Калбы // Большой Алтай (Тр. Казахст. базы АН СССР: Вып. 4). Т. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1934. С. 37–51.
- Григорьев И.Ф.* Материалы по геологии Рудного Алтая. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 196 с.
- Демин Ю.И., Ловчук В.В.* Температурный режим формирования Белоубинского гранитного массива и вопросы генезиса полиметаллической минерализации Старковского рудного поля (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1971. № 4. С. 41–49.

- Демин Ю.И., Демина Л.И.* Метаморфическая зональность Иртышской зоны смятия // Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 6. С. 1451–1456.
- Демина Л.И., Промылова М.Ю.* Геодинамическая природа девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Рудного Алтая // Тектоника и геофизика литосферы. Мат. XXXV Тект. совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2002. С. 163–166.
- Дергачев А.Л., Старостин В.И.* Тектонофизическая эволюция вулканогенных рудоносных структур Прииртышского района // Геология руд. месторождений. 1988. Т. 30. № 1. С. 53–68.
- Дергачев А.Л., Пак Т.М., Еремин Н.И.* О природе рудовмещающих купольных структур на Риддер-Сокольном месторождении на Рудном Алтае // Докл. РАН. 1994. Т. 334. № 4. С. 476–479.
- Диденко А.Н., Ханчук А.И.* Смена геодинамической обстановки конвергентной границы на трансформную в зоне перехода Тихий океан-Евразия в середине мела; причины, следствия // Проблемы тектоники континентов и океанов. 2019. С. 186–190.
- Добрецов Н.Л., Колман Р.Г., Берзин Н.А.* Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана // Геол. и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 3–7.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А.* Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геол. и геофизика. 2004. Т. 45. № 12. С. 1381–1403.
- Дубатов В.Н., Дубатолова Ю.А., Козлов М.С., Спаский Н.Я.* Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980. 164 с.
- Дьячков Б.А., Титов Д.В., Сапаргалиев Е.М.* Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51. №3. С. 222–238.
- Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К.* Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геол. и геофизика. 1994. №7–8. С. 118–144.
- Емельянова Т.А., Петрищевский А.М., Изосов Л.А., Ли Н.С., Пугачев А.А.* Позднемезозойско-кайнозойские этапы вулканизма и геодинамика Японского и Охотского морей // Петрология. 2020. Т. 28(5). С. 468–481.
- Еремин Н.И.* Дифференциация вулканогенного сульфидного оруденения. М.: Изд-во МГУ, 1983. 256 с.
- Зиновьев С.В.* Роль динамометаморфизма в формировании рудных месторождений (на примере колчеданных Тишинского и Риддер-Сокольного месторождений Рудного Алтая) // Геол. и геофизика. 2016. Т. 57. № 3. С. 521–536.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1992. 191 с.
- Иванкин П.Ф.* О некоторых вопросах генезиса полиметаллических руд Алтая // Изв. АН КазССР, серия геол. 1954. Вып. 18. С. 29–41.
- Иванкин П.Ф.* Полиметаллические месторождения Прииртышья. М.: Росгеолтехиздат, 1957. 248 с.
- Кашин С.В., Молчанов А.В., Шатов В.В.* Гидротермально-метасоматические формации регионального распространения и их использование для прогнозирования скрытого колчеданно-полиметаллического оруденения (на примере Змеиногорского рудного района, Рудный Алтай) // Региональная геология и металлогения. 2013. Т. 56. С. 65–77.
- Караулов В.Б.* Сравнительная тектоника древних и современных активных окраин континентов (Рудный Алтай и северо-восток Японии) // Бюлл. МОИП. Отд. геологии. 1997. Т. 72. С. 5–14.
- Каюпов А.К., Ким В.А., Никитина Л.Г., Флеров Е.А.* Геология Зырянского полиметаллического месторождения // Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Ред. К.И. Сатпаев. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 213–370.
- Козлов М.С.* Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57. № 4. С. 299–326.
- Козлов М.С., Дубатов В.Н.* Стратиграфия верхнесилурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложений Юго-Западного Алтая // Геол. и геофизика. 1994. Т. 35. № 12. С. 18–36.
- Котульский В.К.* Месторождения полиметаллических руд Алтая // Естественные производительные силы России. 1919. Т. 4. Вып. 8. С. 52–72.
- Крук Н.Н., Руднев С.Н., Владимиров А.Г., Журавлев Д.З.* Sm-Nd изотопная систематика гранитоидов западной части Алтае-Саянской складчатой области // Доклады РАН. 1999. Т. 366. № 3. С. 395–397.
- Крук Н.Н.* Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геол. и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403–1423.
- Крук Н.Н., Сенников Н.В.* Геологическая позиция, геохимические особенности и геодинамическая обстановка формирования

- позднеживетско-раннефранских базальтов центральной части Горного Алтая // Докл. РАН. 2012. Т. 446. № 5. С. 550–555.
- Кудрявцева Н.Г., Кузнецов В.В., Серавина Т.В.* Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных и благородных металлов Большого Алтая // Отечественная геология. 2022. № 2. С. 12–23.
- Кузнецов В.В., Кудрявцева Н.Г., Серавина Т.В., Мурзин О.В., Корчагина Д.А., Кузнецова С.В., Миляев С.А.* Основы прогноза и поисков колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. М.: ЦНИГРИ, 2019. 208 с.
- Кузнецова С.В.* Минералогическая характеристика первых находок гидротермальных труб палеозойских “курильщиков” в Российской части Рудного Алтая // Руды и металлы. 2019. № 1. С. 45–51.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П., Гусев Н.И., Кирнозова Т.И., Травин А.В.* Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геол. и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1668–1684.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. и др.* Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. РАН. 2015. Т. 464. № 3. С. 317–317.
- Куйбида М.Л.* Базальтовый вулканизм системы островная дуга-задуговой бассейн (Алтайская активная окраина) // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 108–120.
- Кульков Н.П.* Биостратиграфия нижнего и среднего девона Рудного Алтая. М.: Наука, 1980. 189 с.
- Лапухов А.С., Прокопенко А.И., Иванов Н.Б., Трубников Л.М.* Рудообразующие системы колчеданно-полиметаллических месторождений зон смятия (Рудный Алтай). Новосибирск: Наука, 1986. 182 с.
- Леликов Е.П., Емельянова Т.А.* Вулканогенные комплексы Охотского и Японского морей (сравнительный анализ) // Океанология. 2007. Т. 47. № 2. С. 294–303.
- Ломизе М.Г.* Начальная фаза субдукции на континентальных окраинах // Геотектоника. 2003. № 5. С. 73–88.
- Лычаков В.А.* История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1980. № 6. С. 60–71.
- Масленников В.В., Масленникова С.П., Третьяков Г.А., Целуйко А.С., Котляров В.А., Крайнев Ю.Д., Чурин Е.И., Херрингтон Р.Е.* Блеклые руды в палеозойских “курильщиках” из колчеданных месторождений Урала и Рудного Алтая // Минералогия. 2015. № 4. С. 53–78.
- Мартынов Ю.А., Ханчук А.И.* Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 94–108.
- Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю.* Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геол. и геофизика. 2012. Т. 53. № 7. С. 883–899.
- Миронов, Ю.В., Ельянова, Е.А., Зорина, Ю.Г., Мирлин Е.Г.* Вулканизм и океанское колчеданообразование. М.: Научный мир, 1998. 173 с.
- Мохов В.А., Викентьев И.В.* Динамометаморфизм колчеданно-полиметаллических месторождений Лениногорского района (Рудный Алтай) // Изв. вузов. Геол. и разв. 1988. № 12. С. 55–61.
- Назаров В.Н., Гаврилец В.Н.* Структурные условия локализации колчеданно-полиметаллических руд Зырянского и Малеевского месторождений (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1982. № 2. С. 91–96.
- Нехорошев В.П.* Зоны смятия и зональность оруденения Алтая // Проблемы советской геологии. 1938. № 3. С. 177–191.
- Николаев Л.Г., Карманов В.П., Дурнев Г.С.* Структурно-морфологические особенности взрывных сооружений Риддер-Сокольского месторождения и вопросы их генезиса // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1984. № 1. С. 1–13.
- Падалка Г.Л.* Белоусовский рудник на Алтае // Труды Геол. комитета. Новая серия. 1929. Вып. 163. 160 с.
- Пак Т.М.* Структурно-морфологические, минералого-геохимические особенности и генезис Риддер-Сокольского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ, 1994. 16 с.
- Палеовулканологический анализ колчеданосных провинций (на примере Рудного Алтая). Ред. Г.Ф. Яковлев. Авт. Г.Ф. Яковлев, В.В. Авдонин, Т.Я. Гончарова и др. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1984. 193 с.
- Пилипенко П.П.* Минералогия Западного Алтая. Томск: Типограф-я Сибирск. тов-ва печатн. дела, 1915 (Изв. Томского ун-та. Кн. 62) 763 с.
- Плотников А.В., Титов А.В., Крук Н.Н., Ота Т., Кабашима Т., Хирата Т.* Среднепалеозойский возраст метаморфизма в Южно-Чуйском комплексе Горного Алтая (результаты Ag-Ag, Rb-Sr и U-Pb изотопного

- датирования) // Геол. и геофизика. 2001. Т. 42. № 9. С. 1333–1347.
- Покровская И.В.* Минералогия и условия образования полиметаллических месторождений (Лениногорский район Рудного Алтая). Алма-Ата: Наука, 1982. 156 с.
- Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И.* Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: ИГЕМ РАН, 1995. 414 с.
- Проблемы генезиса кочеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Отв. ред. А.А. Абдуллин. Алма-Ата: Наука, 1977. 304 с.
- Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих растворов полиметаллических месторождений Зырянского района (Рудный Алтай). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 1988. 22 с.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Игнатенко К.И.* Зональность Зырянского колчеданно-полиметаллического месторождения по данным исследования минералов переменного состава и флюидных включений // Геология руд. месторождений. 1988. Т. 30. № 6. С. 91–99.
- Промыслова М.Ю.* Геодинамическая природа рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского района Рудного Алтая // Вестн. Моск. ун-та. Серия 4: Геология. 2005. № 4. С. 16–24.
- Ротараш И.Л., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А.* Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- Сакия Д.Р., Викентьев И.В.* Роль метаморфизма в образовании полиметаллического Зырянского месторождения (Рудный Алтай) // Вестник МГУ. Сер. геол. 1988. № 4. С. 45–54.
- Самсонов А.Я.* Особенности структуры Иртышского колчеданно-полиметаллического месторождения // Геология руд. месторождений. 1982. № 6. С. 85–93.
- Сатпаев К.И.* Проблемы генезиса полиметаллических месторождений Рудного Алтая (текст доклада 1954 г.) // Собрание трудов. Т. 3. Алматы: Ғылым, 1999. С. 184–202.
- Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н. и др.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Старостин В.И., Яковлев Г.Ф., Авдонин В.В., Гончарова Т.Я., Зубков В.А., Маньков Б.В., Олейник Ю.Ф.* Тектоно-вулканические структуры на Тишинском рудном поле // Сов. геология. 1973. № 7. С. 43–56.
- Старостин В.И., Назаров В.Н., Трофимов А.П.* Гидравлические структуры Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология. 1987. № 1. С. 44–58.
- Старостин В.И.* Палеотектонические режимы и механизмы формирования структур рудных месторождений. М.: Недра, 1988. 256 с.
- Старостин В.И., Викентьев И.В., Сакия Д.Р.* Условия образования и преобразования колчеданных месторождений в пределах Кедровско-Бутачихинской зоны Рудного Алтая // Геология руд. месторождений. 1989. Т. 31. № 1. С. 56–65.
- Трофимов А.П.* Рудоносные вулканотектонические структуры и первичные геохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений Белорубинского синклинирия (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1981. № 3. С. 41–54.
- Туркина О.М., Изов А.Э., Лавренчук А.В., Шелепов Я.Ю.* Состав и изотопные параметры метабазальтов и габброидов Онотского гранит-зеленокаменного блока (юго-запад Сибирской платформы) как индикаторы эволюции литосферной мантии от архея к палеопротерозою // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 520–544.
- Филатов Е.И., Ширай Е.П.* О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 1. С. 172–175.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко В.П.* Раннемеловая и палеогеновая трансформные континентальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России // Тектоника Азии. М.: Геос, 1997. С. 240–243.
- Ханчук А.И.* Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н., Молошаг В.П.* Источники вещества колчеданных месторождений Урала по результатам высокоточного MC-ICP-MS изотопного анализа свинца галенитов // ДАН. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Чернышев И.В., Викентьев И.В., Чугаев А.В., Дергачев А.Л., Раткин В.В.* Источники металлов колчеданных месторождений Рудного Алтая по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава свинца // Геохимия. 2023. № 2. С. 545–569.
- Шадлун Т.Н.* Об особенностях строения колчеданных руд на некоторых месторождениях Алтая // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1951. № 5. С. 18–30.
- Шатагин Н.Н.* Складчатая структура Юбилейно-Снегирихинского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология руд. месторождений. 1980. Т. 22. № 2. С. 85–93.

- Щерба Г.Н.* Геология Лениногорского рудного поля // Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Ред. К.И. Сатпаев. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7–180.
- Щерба Г.Н., Паталаха Е.И.* Изменение формы рудных тел в зонах смятия // Советская геология. 1966. С. 66–81.
- Щерба Г.Н.* Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая // Колчеданные месторождения СССР. М.: Наука, 1983. С. 87–148.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П.* Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.
- Юдовская Н.В.* Основные закономерности в формировании колчеданно-полиметаллических руд месторождений Зырянского района // Изв. АН КазССР. Сер. Геол. 1984. № 5. С. 37–45.
- Юдовская М.А., Гриненко Л.Н., Еремин Н.И.* Генезис Малеевского колчеданно-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 2. С. 163–182.
- Яковлев Г.Ф.* Новые данные по стратиграфии девона р. Ульбы // Советская Геология. 1955. № 5. С. 100–108.
- Яковлев Г.Ф.* Материалы по тектонике Рудного Алтая. (Тр. ВАГТ. Вып. 3.) М.: Госгеолтехиздат, 1957.
- Яковлев Г.Ф.* О генезисе и возрасте алтайских колчеданно-полиметаллических месторождений // Вестник МГУ. Серия геол. 1972. № 2. С. 73–85.
- Яковлев Г.Ф.* Вулканогенные структуры месторождений полезных ископаемых. М.: Недра, 1984. 208 с.
- Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И.* Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
- Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А.* Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геол. и геофизика. 2013. Т. 54. № 12. С. 1831–1850.
- Anderson T.H., Nourse J.A.* Pull-apart basins at releasing bends of the sinistral Late Jurassic Mojave-Sonora fault system // The Mojave-Sonora Megashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives. Eds. T.H. Anderson, J.A. Nourse, J.W. McKee, M.B. Steiner. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers. 2005. V. 393. P. 97–122.
- Azizi R., Ghannem N., Mahmoudi N., Chihi L., Regaya K.* Active negative flower structure at the western edge of the Tunisian Atlas: Morphotectonic evidence from the case study of Borj Edouane-El Gara Quaternary basin // Quaternary Intern. 2021. V. 604. P. 93–112.
- Bachmann O., Bergantz G.W.* Rhyolites and their source mushes across tectonic settings // J. Petrol. 2008. V. 49 (12). P. 2277–2285.
- Barrie C.T., Hannington M.D.* Classification of volcanic-associated massive sulfide deposits based on host-rock composition // Rev. Econ. Geol. 1999. V. 8. P. 1–11.
- Basile C., Brun J.P.* Transtensional faulting patterns ranging from pull-apart basins to transform continental margins: an experimental investigation // J. Structural Geol. 1999. V. 21. Is. 1. P. 23–37.
- Bertoluzza L., Perotti C.R.* A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: Implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy) // Tectonophysics. 1997. V. 280. P. 185–197.
- Bouse R.M., Ruiz J., Tittle S.R., Tosdal R.M., Wooden J.L.* Pb isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1999. V. 94. P. 211–244.
- Chen J.C., Lee K.L.* Geochemistry of Miocene basaltic rocks recovered by the Ocean 1134 Drilling Program from the Japan Sea // J. Southeast Asian Earth Sci. 1996. V. 13(1). P. 29–38.
- Chugaev A.V., Chernyshev I.V., Ratkin V.V., Gonevchuk V.G., Eliseeva O.A.* Contribution of crustal and mantle sources to genesis of Sn, B and Pb-Zn deposits in South Sikhote-Alin subprovince (Russian Far East): Evidence from high-precision MC-ICP-MS lead isotope study // Ore Geology Reviews. 2020. V. 125. Paper 103683.
- Collins W.J.* Nature of extensional accretionary orogens // Tectonics. 2002. V. 21(4). P. 6-1–6-12.
- Corti G., Dooley T.P.* Lithospheric-scale centrifuge models of pull-apart basins // Tectonophysics. 2015. V. 664. P. 154–163.
- Deering C.D., Cole J.W., Vogel T.A.* A rhyolite compositional continuum governed by lower crustal source conditions in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand // J. Petrol. 2008. V. 49 (12). P. 2245–2276.
- Dooley T., McClay K.* Analog Modeling of pull-Apart Basins // Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1997. V. 81. P. 1804–1826.
- Dooley T.P., Schreurs G.* Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results // Tectonophysics. V. 574–575. 2012. P. 1–71.
- Fedorovsky V.S., Sklyarov E.V.* The Olkhon geodynamic proving ground (Lake Baikal): high-resolution satellite data and geological maps of new generation // Geodynamics & Tectonophysics. 2010. V. 1. № 4. P. 331–418.

- Filippova I.B., Bush V.A., Didenko A.N.* Middle Paleozoic subduction belts: the leading factor in the formation of the Central Asian fold-and-thrust belt // *Rus. J. Earth Sciences*. 2001. T. 3. №. 6. C. 405–426.
- Galley A.G., Hannington M.D., Jonasson I.R.* Volcanogenic massive sulphide deposits // *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods* // *Geol. Assoc. Can. Miner. Dep. Division, Spec. Publ.* 5. 2007. P. 141–161.
- Geology of Kuroko Deposits*. Ed. Sh. Ishihara (*Mining Geol. Sp. Iss.* No 6). 1974. 546 p.
- Guo K., Zhai S., Yu Z., Zeng Z., Wang X., Yin X.* Geochemical characteristics of major and trace elements in the Okinawa Trough basaltic glass // *Acta Ocean. Sinica*. 2018. V. 37. P. 14–24.
- Hart T.R., Gibson H.L., Leshner C.M.* Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu-Zn-Pb sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2004. V. 99. P. 1003–1013.
- Hirahara Y., Kimura J.I., Senda R., Miyazaki T., Kawabata H., Takahashi T.Q., Chang B.S., Vaglarov T., Sato, Kodaira S.* Geochemical variations in Japan Sea back-arc basin basalts formed by high-temperature adiabatic melting of mantle metasomatized by sediment subduction components // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2015. V. 16(5). P. 1324–1347.
- Hollings P., Wyman D., Kerrich R.* Komatiite–basalt–rhyolite volcanic associations in Northern Superior Province greenstone belts: significance of plume-arc interaction in the generation of the proto-continental Superior Province // *Lithos*. 1999. V. 46(1). P. 137–161.
- Hosoi J., Tanii Y., Okada M., Haneda Y.* Rotated transtensional basins formed during back-arc spreading in Japan: simultaneous rapid tectonic rotation and basin subsidence // *Tectonics*. 2023. V. 42(6). Paper e2022TC007642.
- Irvine T.N.J., Baragar W.R.A.F.* A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.
- Jolivet L., Tamaki K., Fournier M.* Japan Sea, opening history and mechanism: A synthesis // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1994. V. 99(B11). P. 22237–22259.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R.* One view of the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust // *Treatise on Geochemistry*. Pergamon, 2003. V. 3. P. 593–659.
- Kerrich R., Wyman D.A.* The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration: an overview // *Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration* (D.A. Wyman, ed.). *Geol. Assoc. Can., Short Course Notes*. 1996. V. 12. P. 1–50.
- Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N.* The Sikhote-Alin Orogenic Belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 120. P. 117–138.
- Kimura J.I., Stern R.J., Yoshida T.* Reinitiation of subduction and magmatic responses in SW Japan during Neogene time // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2005. V. 117(7–8). P. 969–986.
- Kinoshita H., Yamaji A.* Arc-parallel extension in preparation of the rotation of southwest Japan: Tectonostratigraphy and structures of the Lower Miocene Ichishi Group // *Island Arc*. 2021. V. 30(1). Paper e12418.
- Kodama K., Tashiro H., Takeuchi T.* Quaternary counterclockwise rotation of south Kyushu, southwest Japan // *Geology*. 1995. V. 23(9). P. 823–826.
- Kruk N.N., Kuibida M.L., Sokolova E.N., Kotler P.D., Yakovlev V.A.* Late Devonian calc-alkali high-K fractionated granites of the “Ferroan” I-type, Rudny Altai // *Doklady Earth Sciences*. 2024. V. 515. P. 639–644.
- Kuibida M.L., Murzin O.V., Kruk N.N., Safonova I.Y., Sun M., Komiya T., Wong D., Aoki S., Murzina N.M., Nikolaeva I., Semenova D.V., Khlestov M., Shelepaev R.A., Kotler P.D., Yakovlev V.A., Naryzhnova, A.V.* Whole-rock geochemistry and U-Pb ages of Devonian bimodal-type rhyolites from the Rudny Altai, Russia: Petrogenesis and tectonic settings // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 312–338.
- Lallemand S., Jolivet L.* Japan Sea: a pull-apart basin? // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1986. V. 76(3–4). P. 375–389.
- Le Maitre R.W.B., Dudek P., Keller A., Lameyre J., Le Bas J., Sabine M.J., Zanettin A.R.* A classification of igneous rocks and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1989. 193 p.
- Lentz D.R.* Petrogenetic evolution of felsic volcanic sequences associated with Phanerozoic volcanic-hosted massive sulphide systems: the role of extensional geodynamics // *Ore Geol. Rev.* 1998. V. 12(5). P. 289–327.
- Li X., Zeng Z., Chen S., Ma Y., Yang H., Zhang Y., Chen Z.* Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of volcanic rocks from the Iheya Ridge, the middle Okinawa Trough: Implications for petrogenesis and a mantle source // *Acta Ocean. Sinica*. 2018. V. 37. P. 73–88.
- Lobanov K., Yakubchuk A., Creaser R.A.* Besshi-type VMS deposits of the Rudny Altai (Central Asia) // *Econ. Geol.* 2014. V. 109(5). P. 1403–1430.

- Ma X., Cai K., Zhao T., Bao Z., Wang X., Chen M., Buslov M.M.* Devonian volcanic rocks of the southern Chinese Altai, NW China: petrogenesis and implication for a propagating slab-window magmatism induced by ridge subduction during accretionary orogenesis // *J. Asian Earth Sci.* 2018. V. 160. P. 78–94.
- McClay K., Bonora M.* Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 2001. V. 85(2). P. 233–260.
- Okamura S., Arculus R.J., Martynov Y.A.* Cenozoic magmatism of the North-Eastern Eurasian margin: the role of lithosphere versus asthenosphere // *Journal of Petrology.* 2005. V. 46(2). P. 221–253.
- Ota T., Utsunomiya A., Uchio Y., Isozaki Y., Buslov M.M., Ishikawa A., Maruyama S., Kitajima K., Kaneko Y., Yamamoto H., Katayama, I.* Geology of the Gornyy Altai subduction–accretion complex, southern Siberia: Tectonic evolution of an Ediacaran–Cambrian intra-oceanic arc-trench system // *J. Asian Earth Sci.* 2007. V. 30(5–6). P. 666–695.
- Otofuji Y.I., Matsuda T., Nohda S.* Paleomagnetic evidence for the Miocene counter-clockwise rotation of Northeast Japan – rifting process of the Japan Arc // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1985. V. 75(2–3). P. 265–277.
- Pearce J.A., Stern R.J.* Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives // *Back-arc spreading systems: Geological, biological, chemical, and physical interactions.* 2006. V. 166. P. 63–86.
- Peccerillo A., Taylor S.R.* Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* V. 58(1). P. 63–81.
- Pierce S.J., Nelson J.L., Colpron M., Dusel-Bacon C., Simard R.L., Roots C.F.* Paleozoic magmatism and crustal recycling along the ancient Pacific margin of North America, northern Cordillera. Paleozoic evolution and metallogeny of pericratonic terranes at the ancient Pacific margin of North America, Canadian and Alaskan Cordillera // *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.* 2006. V. 45. P. 281–322.
- Pierce S.J.* The setting, style, and role of magmatism in the formation of volcanogenic massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 2011. V. 46(5–6). P. 449–471.
- Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W., Chauvel C., Kulikov V.S., Garbe-Schönberg C.D., Nemchin A.A.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61(6). P. 1205–1222.
- Rickwood P.C.* Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // *Lithos.* 1989. V. 22. P. 247–263.
- Sato M., Shuto K., Yagi M.* Mixing of asthenospheric and lithospheric mantle-derived basalt magmas as shown by along-arc variation in Sr and Nd isotopic compositions of Early Miocene basalts from back-arc margin of the NE Japan arc // *Lithos.* 2007. V. 96(3–4). P. 453–474.
- Sato T., No T., Kodaira S., Takahashi N., Kaneda Y.* Seismic constraints of the formation process on the back-arc basin in the southeastern Japan Sea // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2014. V. 119(3). P. 1563–1579.
- Seltman R., Borisenko A., Fedoseev G. (Eds).* Magmatism and Metallogeny of the Altai and Adjacent Large Igneous Provinces with an Introductory Essay on Altaids (IAGOD Guidebook Series. V. 16). London: Natural History Museum, 2007. 294 p.
- Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature.* 1993. V. 364. P. 299–307.
- Shikazono N., Ogawa Y., Utada M., Ishiyama D., Mizuta T., Ishikawa N., Kubota Y.* Geochemical behavior of rare earth elements in hydrothermally altered rocks of the Kuroko mining area, Japan // *Journal of Geochemical Exploration.* 2008. V. 98(3). P. 65–79.
- Shinjo R., Chung S.L., Kato Y., Kimura M.* Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of volcanic rocks from the Okinawa Trough and Ryukyu Arc: Implications for the evolution of a young, intracontinental back arc basin // *J. Geophys. Res: Solid Earth.* 1999. V. 104(B5). P. 10591–10608.
- Shinjo R., Woodhead J.D., Hergt J.M.* Geochemical variation within the northern Ryukyu Arc: magma source compositions and geodynamic implications // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 140. P. 263–282.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26(2). P. 207–221.
- Starostin V.I., Vikent'yev I.V., Sakiya D.R.* Conditions of formation and transformation of massive sulfide deposits in the Kedrovka-Butachikha zone of the Rudnyy Altay // *Intern. Geol. Rev.* 1989. V. 31(3). P. 297–305.
- Stern R.J.* Subduction initiation: spontaneous and induced // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 226(3–4). P. 27–292.
- Sugan M., Wu J.E.L., McClay K.* 3D analogue modelling of transtensional pull-apart basins: comparison with the Cinarcik basin Sea of Marmara // *Turkey Bull. Geofisica Teor. Appl.* 2014. V. 55. №. 4. P. 699–716.

- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*, Journal of the Geological Society, London, 1989. V. 42. P. 313–345.
- Sylvester P.J.* Post-collisional alkaline granites // *J. Geol.* 1989. V. 97. P. 261–280.
- Tamura Y., Gill J.B., Tollstrup D., Kawabata H., Shukunoh H., Chang Q., Ishizuka O.* Silicic magmas in the Izu–Bonin oceanic arc and implications for crustal evolution // *J. Petrol.* 2009. V. 50(4). P. 685–723
- Turcotte D.L., Schubert G.* *Geodynamics*. 3rd edition. Cambridge, United Kingdom: Cambridge University Press, 2014.
- Utsunomiya A., Jahn B.M., Ota T., Safonova I.Y.* A geochemical and Sr–Nd isotopic study of the Vendian greenstones from Gorny Altai, southern Siberia: implications for the tectonic setting of the formation of greenstones and the role of oceanic plateaus in accretionary orogeny // *Lithos*. 2009. V. 113(3–4). P. 437–453.
- Vikentyev I.V.* Metamorphic structures and redistribution of metals in massive sulfide deposits of shear zones of the Urals and Altai // *Mineral deposits: From their origin to their environmental impact*. Proc. 3rd Bien. SGA Meeting. Prague, 1995. P. 913–916.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G.* Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Geol. Soc.* 2007. V. 164. P. 31–47.
- Woodcock N.H., Fischer M.* Strike-slip duplexes // *J. Struct. Geol.* 1986. V. 8. Is. 7. P. 725–735.
- Workman R.K., Hart S.R.* Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. № 1–2. P. 53–72.
- Wu Y.F., Yang F.Q., Liu F., Geng X.X., Li Q., Zheng J.H.* Petrogenesis and tectonic settings of volcanic rocks of the Ashele Cu–Zn deposit in southern Altai, Xinjiang, Northwest China: insights from zircon U–Pb geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes // *J. Asian Earth Sci.* 2015. V. 112. P. 60–73.
- Wu, H., Ji, Y., Wu, C., Duclaux, G., Wu, H., Gao, C., Chang, L.,* Stratigraphic response to spatiotemporally varying tectonic forcing in rifted continental basin: Insight from a coupled tectonic-stratigraphic numerical model // *Basin Research*. 2019. V. 31(2). P. 311–336.
- Xiao W., Santosh M.* The western Central Asian Orogenic Belt: a window to accretionary orogenesis and continental growth // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P. 1429–1444.
- Yagi M.* Transition of magmatic composition reflecting an evolution of rifting activity: a case study of the Akita–Niigata basin in early to middle Miocene, Northeast Honshu, Japan // *J. Mineral. Petrol. Sci.* 2001. V. 30. P. 265–287.
- Yakubchuk A.S., Shatov V.V., Kirvin D., Edwards A., Tomurtogoo O., Badarch G., Buryak V.A.* Gold and base metal metallogeny of the Central Asian orogenic supercollage // *Econ. Geol.* 2005. V. 100. P. 1035–1068.
- Yakovlev G.F., Khisamutdinov M.G., Demin Yu.I.* Polygenetic and polychronous nature of pyrite–polymetallic deposits of Rudnyy Altay // *International Geology Review*, 1977. V. 19(1). P. 99–107.
- Yamada R., Yoshida T.* Relationships between Kuroko volcanogenic massive sulfide (VMS) deposits, felsic volcanism, and island arc development in the northeast Honshu arc, Japan // *Miner. Dep.* 2011. V. 46. P. 431–448.
- Yamada R., Yoshida T., Kimura J.I.* Chemical and isotopic characteristics of the Kuroko-forming volcanism // *Res. Geol.* 2012. V.62 (4). P. 69–383.
- Yoshida T., Kimura J.I., Yamada R., Acocella V., Sato H., Zhao D., Imaizumi T.* Evolution of late Cenozoic magmatism and the crust–mantle structure in the NE Japan Arc. London: Geological Society of London, 2014.
- Zartman R.E., Doe B.R.* Plumbotectonics – the model // R.E. Zartman and S.R. Taylor (Eds.), *Evolution of the Upper Mantle* // *Tectonophys.* 1981. V. 75. P. 135–162.
- Zhu G., Niu M., Xie C., Wang Y.* Sinistral to normal faulting along the Tan-Lu Fault Zone: evidence for geodynamic switching of the East China continental margin // *J. Geol.* 2010. V. 118(3). P. 277–293.

## RUDNY ALTAI VMS-POLYMETALLIC BELT (RUSSIA, KAZAKHSTAN) AND ITS FORMATION FACTORS

©2024 I. V. Vikentyev<sup>a, \*</sup>, M. L. Kuibida<sup>b</sup>, V. A. Yakovlev<sup>b</sup>, Ya. Yu. Shelepov<sup>b</sup>, and A. V. Chugaev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry of the Russian Academy of Sciences, 35, Staromonetny Per., Moscow, 119017 Russia*

<sup>b</sup>*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS, Akademika Koptyuga Prospect, 3, Novosibirsk, 630090 Russia*

\*E-mail: viken@igem.ru

The paper presents a modern metallogenic overview of Rudny Altai and the results of the study of the volcanic rocks associated with contrasting basalt-rhyolite formation, manifested as a consequence of riftogenic processes. There are two linear metallogenic subzones within the Rudny Altai polymetallic belt that extend in a northwestern direction. The Zmeinogorsko-Zyryanovskaya subzone is the main one: it contains 2/3 of the belt's deposits, 3/4 of Zn, Pb, Cu, and 4/5 of Au and Ag, which are associated with Emsian-Givetian basalt-rhyolite formation. The Irtysh metallogenic subzones extends along the Irtysh Shear Zone, and is mainly composed of the Eifelian – Early Famennian basalt-rhyolite formation. Devonian bimodal volcanism occurred against a background of extension deformation with the formation of pull-apart basins. Taking into account the structure-kinematic characteristics of faults, the Devonian architecture of the Rudny Altai block can be considered as a 'negative flower' (tulip) structures. Based on the trace element characteristics of initial basic rocks, the original magmas were the product of partial melting of metasomatised lithospheric mantle. This is confirmed by Pb-Pb studies of galena monofractions from the Rudny-Altai volcanogenic massive sulfide (VMS-type) deposits. The magma source of the subsequent major phases probably corresponded to the asthenosphere, which may have risen to the depth of the preceding melting region. The generation of significant volumes of felsic volcanic series, to which the main VMS-type deposits are genetically related, was most likely associated with large-scale melting of thick terrigenous strata of the pre-Devonian palaeoshelf under the influence of mantle magmas. The sequence of Devonian mineralization types is considered to be a consequence of the change in the type of volcanism initiated by transtension tectonics. This is consistent with the concept that the formation of ore-forming systems VMS type is associated with periods of hydrothermal activity during the mantle upwelling under extensive tectonic settings. For this region, the antidromic nature of magmatic series caused a specific evolution trend of its metallogeny, expressed in the change of barite-polymetallic and polymetallic deposits of the Emsian-Eifelian stage (Zyryanovskoe, Tishinka, Ridder-Sokolnoe), pyrite-polymetallic at the Givetian stage (Belousovskoe, Talovskoe) and then copper-pyritic at the Frasnian-Early Famennian stage (Kamyshinskoe, Nikolaevskoe). The results obtained are consistent with the model of evolution of the marginal arc – back arc system, in which mantle uplift is associated with basin extension and plate rollback.

*Keywords:* VMS deposits, rifting, basalt-rhyolite formation, island arc, petrogeochemistry, Pb-Pb isotopic composition, lithospheric mantle

УДК 553.441'44

## ЗОЛОТО В ПИРИТЕ: ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СОКРИСТАЛЛИЗАЦИИ В ХЛОРИДНЫХ ФЛЮИДАХ

© 2024 г. В. Ю. Прокофьев<sup>1, \*</sup>, Н. Н. Акинфиев<sup>1</sup>, Н. С. Бортников<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*E-mail: vpr2004@rambler.ru

Поступила в редакцию 13.09.2023 г.

После доработки 16.07.2024 г.

Принята к публикации 23.07.2024 г.

Предложено термодинамическое описание золотоносного пирита как твердого раствора замещения в зависимости от внешних условий и концентрации золота во флюиде. Модель построена на основе данных по синтезу пирита гидротермальным способом в хлоридных растворах в присутствии металлического золота. Предложенная модель позволяет в моделируемой химической системе оценить верхний предел вхождения золота в пирит. Термодинамическая модель золотоносного пирита была верифицирована при моделировании процесса формирования минеральных ассоциаций золотых руд месторождений Дарасун и Талатуй хлоридными водными флюидами в единой флюидно-магматической системе Дарасунского рудного поля. Ранее было установлено, что среднее содержание золота в пирите месторождений Дарасун и Талатуй, находящемся в сростании с самородным золотом, не превышает 1 ppm, в то время как синтетический пирит, выращенный в равновесии с металлическим золотом при аналогичных условиях, содержит золота в 10–150 раз больше. Это противоречие не позволяет объяснить образование золотых руд Дарасунского рудного поля простой кристаллизацией из гидротермального флюида. Одним из возможных объяснений является наличие дополнительного этапа преобразования руд, в котором происходила перекристаллизация сульфидов растворами, ненасыщенными по золоту. Моделирование показало, что уменьшение концентрации золота в минералообразующем флюиде ниже предела насыщения должно приводить к синхронному снижению концентрации золота в образующемся пирите. Рассчитанные значения концентрации золота в модельном пирите позволяют оценить концентрации золота в минералообразующих хлоридных флюидах на разных этапах формирования месторождений Дарасунского рудного поля при известной температуре. Показано, что природный золотоносный пирит разных месторождений золота формировался в основном из недосыщенных золотом хлоридных флюидов.

**Ключевые слова:** гидротермальные месторождения золота, пирит, флюиды, хлоридные растворы, термодинамическая модель, твердый раствор золота в пирите

DOI: 10.31857/S0016777024060026, EDN: wdywyd

### ВВЕДЕНИЕ

Золото – важный стратегический металл, и предсказание его поведения в гидротермальных процессах, образующих основные промышленные типы месторождений этого металла, многие годы не теряет актуальности. В сульфидных месторождениях далеко не все золото присутствует в форме самородного золота. Значительная его часть может находиться в сульфидных минералах, прежде всего в пирите и арсенопирите в разных формах (Cabri et al., 1989; 1991; Cathelineau et al., 1989; Genkin et al., 1998; Tauson, 1998, 1999; Large, Maslennikov, 2020), и оценка

соотношения золота, находящегося как элемент-примесь в сульфидах, и в виде собственного минерала – самородного золота – имеет не только теоретическое значение, но также может представлять практический интерес. В пирите могут находиться как «видимое» самородное золото (т.е. обнаруживаемые оптическими методами частицы размером 0.1–1 мкм), так и «невидимое» золото (т.е. не обнаруживаемое оптическими методами), возможно включенное в структуру минерала (Boyle, 1969); Cathelineau et al., 1989; Cook and Chryssoulis, 1990; Bortnikov et al., 2003; Kovalchuk et al., 2019). «Невидимое»

золото, также называемое иногда «упорным» золотом из-за трудности его извлечения, не только сложно идентифицировать, но и трудно извлечь из руды (Yang et al., 1998; Marsden and House, 2006). Такое упорное золото создает проблемы как для точной оценки распределения золота в рудах и подсчета запасов месторождений, так и для эффективного и полного его извлечения из сульфидной руды. Решение этих проблем требует количественной оценки вхождения золота в пирит. Методы химической термодинамики позволяют разработать модель, предсказывающую концентрацию золота в виде твердого раствора в пирите в зависимости от внешних условий и концентрации золота во флюиде. Надо отметить, что первая термодинамическая модель вхождения «невидимого» золота в пирит была опубликована в работе (Bortnikov et al., 2003).

Известно, что в природе содержание золота в пирите изменяется от следов до 300 ppm и более (Deditius et al., 2014), и его величина в целом возрастает с уменьшением температуры кристаллизации пирита. Причины этого могут быть разные. При относительно низких температурах это может объясняться просто метастабильной смесимостью под действием разных факторов, в том числе размерного (например, система  $\text{FeS}_2\text{—CoS}_2$  (Tauson Akimov, 1991). Для концентраций золота в пирите, синтезированном гидротермальным способом в присутствии металлического золота (т.е. из насыщенных по золоту флюидов) во флюидах разного состава, наблюдается более сложная картина (Pokrovski et al., 2019; Filimonova et al., 2020; Прокофьев и др., 2022 и др.). Значения концентраций золота в синтетическом пирите, опубликованные в разных статьях, сильно различаются между собой (изменяются от 2 до 1665 ppm), при этом концентрации золота в пирите из одной и той же серии экспериментов обнаруживают отрицательную корреляцию с температурой, подобно описанной для природного пирита. Вероятно, на величину концентрации золота в пирите влияет состав солей в водном флюиде, в котором идет синтез пирита, и концентрация насыщения по золоту во флюидах разного состава будет различной. Можно подобрать такой состав гидротермального флюида, что при синтезе будет получаться пирит с очень высокой концентрацией примесного золота, но такая система может сильно отличаться от состава природных минералообразующих систем. Поэтому в качестве аналога модельного минералообразующего флюида нами был взят флюид, отвечающий системе  $\text{H}_2\text{O—NaCl}$ , поскольку

моделируемые гидротермальные месторождения формировались именно из таких флюидов (Прокофьев и др., 2000).

Таким образом, на содержание золота в пирите должны влиять физико-химические параметры и химический состав системы, в которой он образуется, т.е. в нашем случае это в первую очередь температура, состав солей и их концентрация, общая концентрация золота и состав его доминирующих комплексов в водном растворе. Корректная термодинамическая модель должна учитывать все эти факторы.

Главной задачей в построении такой модели является термодинамическое описание золотоносного пирита как основного содержащего сульфида. Пирит, кристаллизующийся из насыщенного по золоту флюида, при прочих одинаковых параметрах, должен содержать максимальные концентрации примесного золота, в отличие от пирита, кристаллизующегося из ненасыщенного по золоту раствора. Поэтому для оценки термодинамических параметров золотоносности пирита были использованы опубликованные данные экспериментов по синтезу пирита в гидротермальных условиях из хлоридных флюидов в равновесии с самородным золотом (Прокофьев и др., 2022). Разработанная термодинамическая модель золотоносного пирита была использована при моделировании процесса образования золотосульфидных руд двух природных гидротермальных месторождений золота флюидами хлоридного состава: высокотемпературных прожилково-вкрапленных руд месторождения Талатуй, расположенных в габброидах, и среднетемпературных жильных руд месторождения Дарасун, располагающихся как в габброидах, так и в гранитоидах.

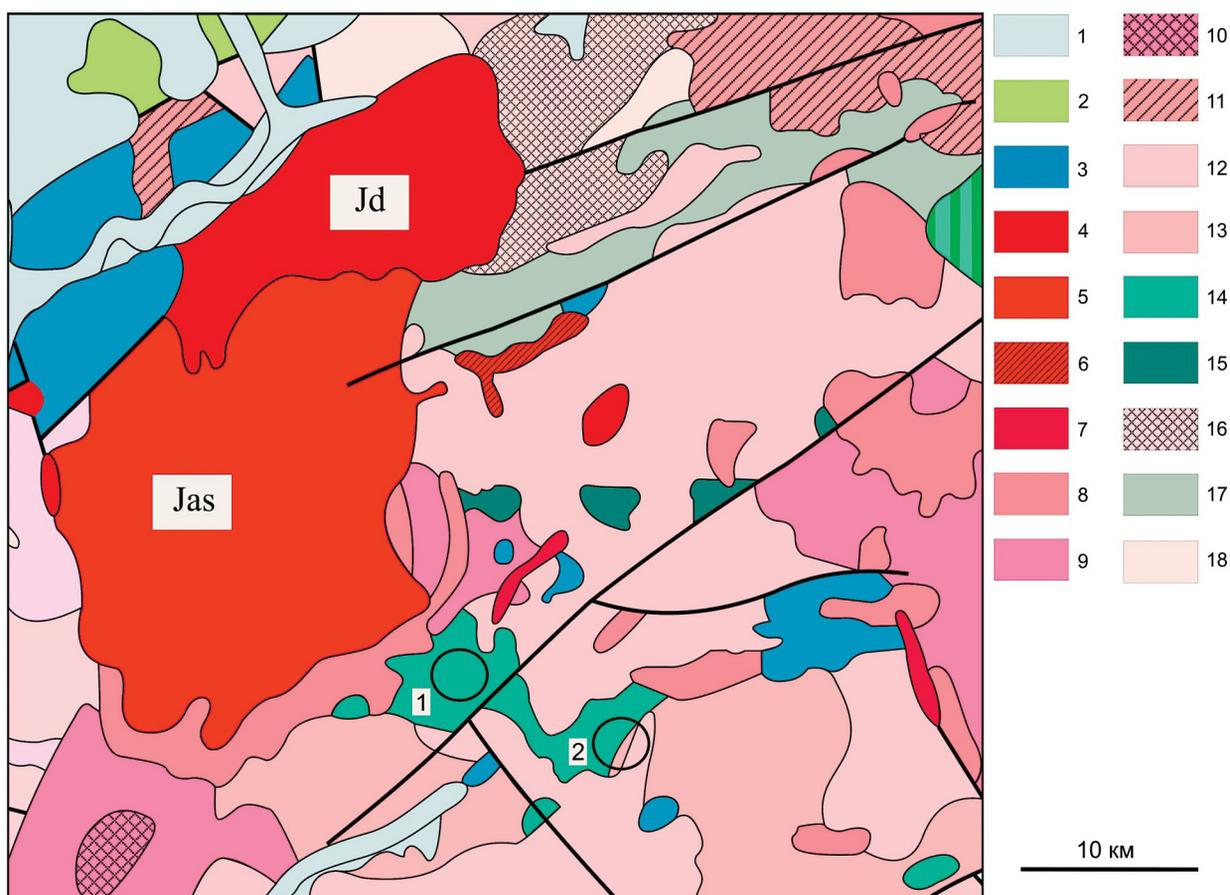
#### КРАТКАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Обсуждаемые месторождения, для которых моделировался процесс кристаллизации руд, входят в состав Дарасунского рудного поля в Забайкальском крае России. Происхождение месторождений золота связывают с деятельностью магматогенно-флюидной системы юрского возраста, возникшей при внедрении интрузии гранодиорит-порфиров (Тимофеевский, 1972; Прокофьев и др., 2000; Чернышев и др., 2016). Месторождения золота расположены среди магматических пород палеозойского фундамента на разном расстоянии от материнского интрузивного тела (фиг. 1). Месторождение

прожилково-вкрапленных руд золота Талатуй расположено ближе всего к интрузии и локализовано среди габброидов, а жильное месторождение золота Дарасун – в 12 км к юго-востоку от него, на контакте габброидов и гранитоидов.

Месторождения золота рудного поля образовались в три стадии (раннюю, продуктивную и позднюю), причем большая часть золота связана со второй – продуктивной – стадией (Тимофеевский, 1972; Сахарова, 1972; Ляхов, 1975). Обнаружены как сходство минерального состава руд месторождений Дарасунского рудного поля

(основные минералы руд – кварц, пирит, халькопирит, пирротин, ангидрит, турмалин, полевые шпаты, карбонаты, минералы висмута и др.), так и некоторые различия в минеральном составе (наличие большого количества арсенопирита, сульфосолей сурьмы, висмута, теллуридов и различных редких минералов в рудах месторождения Дарасун). Имеются отличия в текстурах руд, которые коррелируют с изменением физико-химических условий рудоотложения (Prokofiev et al., 2010 и др.). В продуктивной стадии нередко встречаются сростания самородного золота и пирита, которые обычно интерпретируются как их



**Фиг. 1.** Геологическая схема Дарасунского рудного поля и его окружения (Геологическое..., 1997). 1 – четвертичные отложения; 2 – тургинская подсерия: верхняя – песчаники, алевролиты, аргиллиты, конгломераты, андезибазальты, трахибазальты, риолиты, туфы, туфогенно-осадочные породы, каменные угли; 3 – нерчинская серия: нерасчлененная – латиты, кварцевые латиты, трахиандезиты, трахибазальты, трахиандезиты, трахириодациты, риолиты, трахириолиты, туфы, конгломераты, песчаники, алевролиты, туфогенно-осадочные породы; 4 – дотулурский комплекс: лейкограниты, пегматоидные граниты, амезонитовые граниты; 5–7 амуджикано-сретенский комплекс: 5 – II фаза – кварцевые сиениты; 6 – гранодиорит-порфиры, 7 – гранит-порфиры; 8–10 – амананский комплекс: 8 – II фаза – граниты, аплитовидные граниты; 9 – I фаза – кварцевые сиениты; 10 – I фаза – граниты; 11 – бичурский комплекс III фаза – лейкограниты, граниты, гранит-порфиры, кварцевые сиениты; 12 – олекминский комплекс – граниты; 13 – крестовский комплекс – гранодиориты, кварцевые диориты, диориты, кварцевые сиениты, тоналиты, плагиограниты, граниты, гранодиориты, кварцевые сиениты, граниты; 14, 15 – кручининский комплекс: 14 – габбро; 15 – габброиды; 16 – позднестановой комплекс: гранодиориты; 17 – олошкинский комплекс: диориты; 18 – тунгирский комплекс: гнейсы, мигматиты. Кружки – месторождения золота: 1 – Талатуй, 2 – Дарасун.

одновременное образование (Тимофеевский, 1972; Сахарова, 1972).

Изучение флюидных включений (Прокофьев, Зорина, 1996; Прокофьев и др., 2000; 2007; Prokofiev et al., 2010) показало, что жилы месторождения Дарасун начали формироваться из хлоридных растворов в среднетемпературных условиях (максимальные температуры кристаллизации минералов руд около 430 °С), а прожилково-вкрапленные руды месторождения Талатуй – при более высокой температуре (около 600 °С). Минералообразование в пределах рудного поля продолжалось вплоть до низких температур – до ~120–175 °С (Прокофьев, Зорина, 1996; Прокофьев и др., 2007; Любимцева и др., 2018; Lyubimtseva et al., 2023). Исследование стабильных изотопов кислорода и углерода показало магматогенную природу рудообразующих флюидов месторождения Дарасун (Прокофьев и др., 2010). Установлено увеличение температуры начала процесса рудоотложения с приближением к магматическому очагу, а также изменение состава минералообразующего флюида при переходе от высокотемпературных прожилково-вкрапленных к среднетемпературным жильным рудам. В целом наблюдается обогащение минералообразующего флюида, из которого образовались высокотемпературные прожилково-вкрапленные руды, относительно слабоподвижными компонентами ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Br}^-$ ,  $\text{Sr}^{2+}$  и др.), а флюида, отложившего среднетемпературные жильные руды, – относительно более волатильными ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ , As, Hg, Te, Se и др.) (Prokofiev, Selector, 2014).

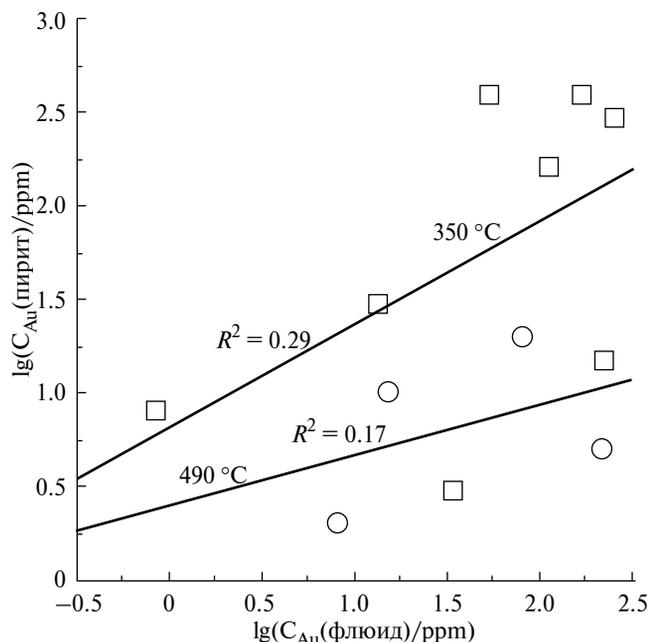
Изменение химического состава рудообразующих флюидов в магматогенно-флюидной системе обычно связывают с изменением температуры рудоотложения в зависимости от расстояния до интрузивного тела. Поэтому можно было ожидать заметные различия в растворимости золота между высокотемпературным и среднетемпературным хлоридными флюидами и, как следствие, разные концентрации золота в пирите золотых руд этих двух месторождений. Однако проведенные исследования (Прокофьев и др., 2022) показали, что природный пирит и высокотемпературных руд, и руд среднетемпературных содержит в среднем около  $0.9 \pm 0.2$  ppm Au. В то же время пирит, синтезированный в хлоридных растворах в равновесии с металлическим золотом и буфером пирит/пирротин при температурах 350 и 490 °С, содержит соответственно от  $160 \pm 45$  до  $10 \pm 9$  ppm золота. Это различие не позволяет объяснить образование

пирита золотых руд Дарасунского рудного поля однократной его кристаллизацией из гидротермального флюида. Одним из возможных объяснений является наличие дополнительного этапа образования руд, в котором происходила перекристаллизация сульфидов руд растворами, насыщенными по золоту. Термодинамическое моделирование может прояснить физико-химические особенности образования в рудах золотоносного пирита с концентрацией золота 0.9 ppm.

### ПОИСК КОРРЕЛЯЦИОННЫХ СВЯЗЕЙ В ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Методом лазерной абляции в сочетании с масс-спектрометрией с ионизацией вещества индуктивно связанной плазмой (ЛА ИСП МС) были изучены концентрации золота в синтетическом пирите, выращенном из насыщенного по золоту раствора системы  $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ , в присутствии буфера пирит/пирротин (Прокофьев и др., 2022). Параметры и состав флюида в опытах по синтезу были выбраны в соответствии с данными изучения условий отложения пирита золотых руд месторождений Дарасун и Талатуй. Опыты были выполнены при 350 °С/1000 бар и 490 °С/1000 бар. Прекурсором (исходной фазой) служили синтетический троилит FeS или гидротроилит FeOHNS. Концентрация NaCl составляла 0.15 и 35 мас.%. В ряде опытов в систему вводился As.

В целом содержание золота в пирите коррелирует с его содержанием во флюиде, при этом рост температуры приводит к снижению содержания Au (фиг. 2). При невысоких концентрациях As в пирите ( $C(\text{As}) < \sim 200$  ppm) As не влияет на содержание Au: в среднем  $C(\text{Au})$  растет от первых ppm до ~100 ppm при снижении температуры от 490 до 350 °С. Высокие концентрации As ( $C(\text{As}) > n \times 100$  ppm) вызывают рост концентрации Au в пирите. При  $C(\text{As}) \sim 0.6$  мас.% концентрация Au достигает 400 ppm. Гидротермальная перекристаллизация и укрупнение зерен пирита приводят к снижению содержания Au и As в новообразованном пирите по сравнению с пиритом, образовавшимся непосредственно по прекурзору. Золото обогащает пирротин по сравнению с сосуществующим пиритом по мере роста температуры, его содержание в пирротине достигает 10 ppm при 490 °С, а распределение близко к равномерному.



**Фиг. 2.** Зависимость концентрации золота в синтетическом новообразованном пирите, выращенном из флюида состава  $H_2O-NaCl$ , от концентрации золота во флюиде. Квадраты отвечают температуре эксперимента 350 °С, круги – 490 °С. Значения  $R^2$  соответствуют коэффициентам детерминации соответствующих линейных зависимостей.

### ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО ПИРИТА

Данные анализа корреляционных связей для результатов экспериментов были использованы для создания термодинамической модели золотосодержащего пирита как твердого раствора. Считается, что практически все природные кристаллические минералы и промышленные сплавы можно отнести к твердым растворам с малым содержанием примесей (Арзамасов и др., 2002). Согласно данным рентгеновской спектроскопии поглощения (напр., Trigub et al., 2017; Merkulova et al., 2019; Filimonova et al., 2020), примесное золото образует с пиритом твердый раствор замещения по схеме  $Au \rightarrow Fe$ , и именно для этого случая нами разработана данная термодинамическая модель. Для описания вхождения рассеянного Au в пирит (Py) была использована модель твердого раствора, в котором миналами являются чистый пирит и некоторая эффективная золотосодержащая фаза  $Au_{ss}$  – компонент твердого раствора. Подобный подход является аналогом случая идеального разбавленного раствора (Хачатурян, 1974) и справедлив для случая низких концентраций Au в Py. Параметры  $Au_{ss}$  оценивались

по экспериментальным данным растворимости золота в пирите в присутствии самородного золота, т.е. из насыщенного раствора (табл. 1).

**Таблица 1.** Экспериментальные (синтез в хлоридных растворах, буфер пирит/пирротин) и расчетные (модельные) значения растворимости золота в пирите в присутствии самородного золота

Условия	Среднее содержание золота в пирите, эксперимент, ppm (без As)	Золото в пирите, модель, ppm
490 °С, 1000 бар	10±9	10.1
350 °С, 1000 бар	160±45	160.2

Стандартный химический потенциал *эффективной* фазы  $Au_{ss}$  в пирите  $\mu_{ss}^0(T, P)$  в присутствии самородного золота с химическим потенциалом  $\mu^0(T, P)$  (в Дж/моль) определяется, исходя из условия равновесия

$$\mu_{Au}^{ss} = \mu_{ss}^0 + RT \ln x_{Au}^{ss} = \mu^0,$$

где  $x_{Au}^{ss}$  – мольная доля золота в пирите,  $R = 8.31441 \text{ Дж} \times \text{моль}^{-1} \times \text{К}^{-1}$  – универсальная газовая постоянная и  $T$  – температура по шкале Кельвина.

С использованием экспериментальных значений  $x_{Au}^{ss}$  из табл. 1 были рассчитаны термодинамические параметры  $\mu_{ss}^0$  при стандартных условиях, приведенные в табл. 2. Зависимость теплоемкости фазы  $Au_{ss}$  от температуры принята равной теплоемкости  $Au_2S$   $C_p = 80.71 + 2.891 \times 10^{-2} \times T - 5.15 \times 10^5 \times T^{-2} \text{ [Дж} \times \text{моль}^{-1} \times \text{К}^{-1}]$  (Tagirov et al., 2006).

**Таблица 2.** Термодинамические параметры *эффективного* минала  $Au_{ss}$  компонента твердого раствора золота в пирите

$\mu_{ss}^0$ (298.15 К, 1 бар)	Дж×моль <sup>-1</sup>	30939
$S_{ss}^0$ (298.15 К)	Дж×моль <sup>-1</sup> ×К <sup>-1</sup>	-77.57
$V_{ss}^0$	Дж×бар <sup>-1</sup>	3.71

Полученные с использованием данных из табл. 2 значения растворимости золота в пирите в условиях эксперимента также показаны в последнем столбце табл. 1.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ПРОЦЕССА МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Предложенная модель твердого раствора золота в пирите была использована при моделировании процесса минералообразования из хлоридного флюида на примере месторождений Дарасунского рудного поля в ходе взаимодействия модельного хлоридного магматического флюида с породами габбро и гранитами как типичными вмещающими породами месторождений золота Талатуй и Дарасун (фиг. 1). Моделирование процесса кристаллизации золотых руд осуществлялось методом минимизации свободной энергии системы с использованием программного комплекса NCh (Shvarov, Bastrakov, 1999; Шваров, 2008), предназначенного для исследования равновесий в мультисистемах.

Термодинамическая модель была основана на рассмотрении равновесий в 14-компонентной Na–K–Ca–Mg–Al–Fe–Cu–Au–Si–S–Cl–O–H системе. Некоторые элементы, присутствующие в рудах месторождений (Pb, Zn, Ag, Sb, Te, As), специально не включались в модельную систему, чтобы избежать чрезмерного усложнения модели. К программе расчета равновесий была подключена расширенная база термодинамических данных компонентов DPRONS98 (Shock et al., 1997; Sverjensky et al., 1997, Bastrakov et al., 2005). Для описания поведения Au-содержащих компонентов гидротермального флюида использовалась сводка (Акинфиев, Зотов, 2010). Коэффициенты активности компонентов раствора рассчитывались по уравнению Дебая–Хюккеля во втором приближении (Helgeson et al., 1981).

Основной целью создания модели являлось установление поведения золота, первоначально находящегося в магматическом флюиде, в процессе формирования минералов руд при взаимодействии флюида с вмещающими породами. Составы вмещающих пород представлены в табл. 3, а состав исходного флюида принят, исходя из данных исследования ранних флюидных включений месторождения Талатуй (Prokofiev et al., 2010) (табл. 4). Концентрации некоторых компонентов флюида заимствованы из публикации (Heinrich, 2005). Поскольку источником минералообразующего флюида в моделируемой нами гидротермальной системе были гранодиорит-порфиры, то мы считаем допустимым использовать данные о составе магматического флюида из этой работы.

Таблица 3. Составы пород, принятые в настоящей работе (Справочник ..., 1990)

Компонент	Габбро	Гранит
	мас. %	
SiO <sub>2</sub>	48.24	65.58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.88	15.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.16	1.74
FeO	5.95	2.65
MgO	7.51	1.26
CaO	10.99	34.0
Na <sub>2</sub> O	2.55	4.05
K <sub>2</sub> O	0.89	2.62
H <sub>2</sub> O	1.037	0.223

Таблица 4. Начальный состав магматического золото-содержащего флюида, принятый в настоящей работе

Компонент	Концентрация (моль×кг <sup>-1</sup> H <sub>2</sub> O)	Ссылка
NaCl	2.0	Prokofiev et al., 2010
KCl	1.0	-«-
CaCl <sub>2</sub>	0.04	-«-
FeCl <sub>2</sub>	0.2	-«-
MgCl <sub>2</sub>	0.04	-«-
CO <sub>2</sub>	0.8	-«-
H <sub>2</sub> S	0.2	Heinrich, 2005
SO <sub>2</sub>	0.2	-«-
HCl	0	-«-
NaOH	0	-«-
AuCl	10 <sup>-5</sup>	-«-
CuCl	10 <sup>-2</sup>	-«-

Моделирование проводилось методом проточного политермического ступенчатого реактора (Гричук, 2000), на каждой ступени которого достигается частичное равновесие раствора с породой. Параметром этого частичного равновесия в данной работе является отношение массы раствора *W*, прореагировавшего с массой свежей породы *R*. Состав раствора, поступающий в очередной «реактор», представляет собой раствор, провзаимодействовавший с породой на предыдущем шаге. Движение флюида вверх по разрезу сопровождается снижением температуры и давления. Снижение температуры проводилось с шагом 10 °С от 490 до 210 °С, при этом давление снижалось пропорционально

температуре от 2000 бар при 490 °С до 40 бар при 210 °С. «Скорость» просачивания задавалась начальным отношением  $(W/R)_0$ , так что высокие значения этих отношений (малые количества породы, взаимодействующие с 1 кг флюида) физически соответствуют высоким скоростям подъема флюида в жилах, а низкие — наоборот, медленному просачиванию в мелких трещинах и, соответственно, высокой степени «проработки» вмещающих пород. Считалось, что скорость движения флюида одинаковая по всему разрезу. Снижение температуры в процессе просачивания замедляет процессы взаимодействия в системе вода–порода, и этот эффект учитывался путем увеличения отношения  $W/R$  при снижении температуры. При этом использован подход, примененный в работе (Гричук, 2000) и основанный на эмпирическом уравнении Вуда и Уолтера (Wood, Walter, 1983) для константы скорости  $k$  [моль О/см<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>] растворения алюмосиликатов

$$\lg k = \frac{2900}{T} - 6.85,$$

где  $T$  — температура по шкале Кельвина. В таком случае температурная зависимость отношения  $W/R$  запишется в виде

$$\left. \frac{W}{R} \right|_T = \left. \frac{W}{R} \right|_{T_0} \cdot 10^{2900 \left( \frac{1}{T} - \frac{1}{T_0} \right)},$$

где  $T_0 = 763$  и  $T$ , соответственно, начальная и текущая температуры по шкале Кельвина.

Начальное отношение вода–порода  $(W/R)_0$ , характеризующее относительную скорость просачивания флюида, является параметром модели. Таким образом, результаты моделирования соответствуют процессам взаимодействия магматического флюида выбранного состава с однородными породами (габбро и гранитом) при движении этого флюида с охлаждением вверх по разрезу с различными скоростями просачивания.

## РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА И ОБСУЖДЕНИЕ

При моделировании имитировалось взаимодействие хлоридного магматического флюида с габбро и гранитом при снижении температуры от 490 до 210 °С и давления от 2000 бар в зависимости от (весового) отношения вода/порода  $\log W/R$  в соответствии с обстановками рудоотложения: на месторождениях Талатуй — вмещающие габбро, прожилково-вкрапленный тип руд, т.е. сильное и среднее взаимодействие вода–порода, на месторождениях Дарасун — вмещающие

габбро на северо-западе и граниты на юго-востоке, жильный тип руд, т.е. слабое взаимодействие вода–порода. Надо отметить, что расчетные равновесные минеральные ассоциации (золото самородное, пирит, кварц, халькопирит, ангидрит, альбит, КПШ, мусковит, флогопит, хлорит и др.), соответствуют наблюдаемым в природных рудах. В некоторых расчетах воспроизводилось отложение двух генераций золота: ранней высокотемпературной и поздней при приближении к 210 °С, что также соответствует кристаллизации самородного золота в ассоциации с сульфосолями в природных рудах (Сахарова, 1968; Тимофеевский, 1972).

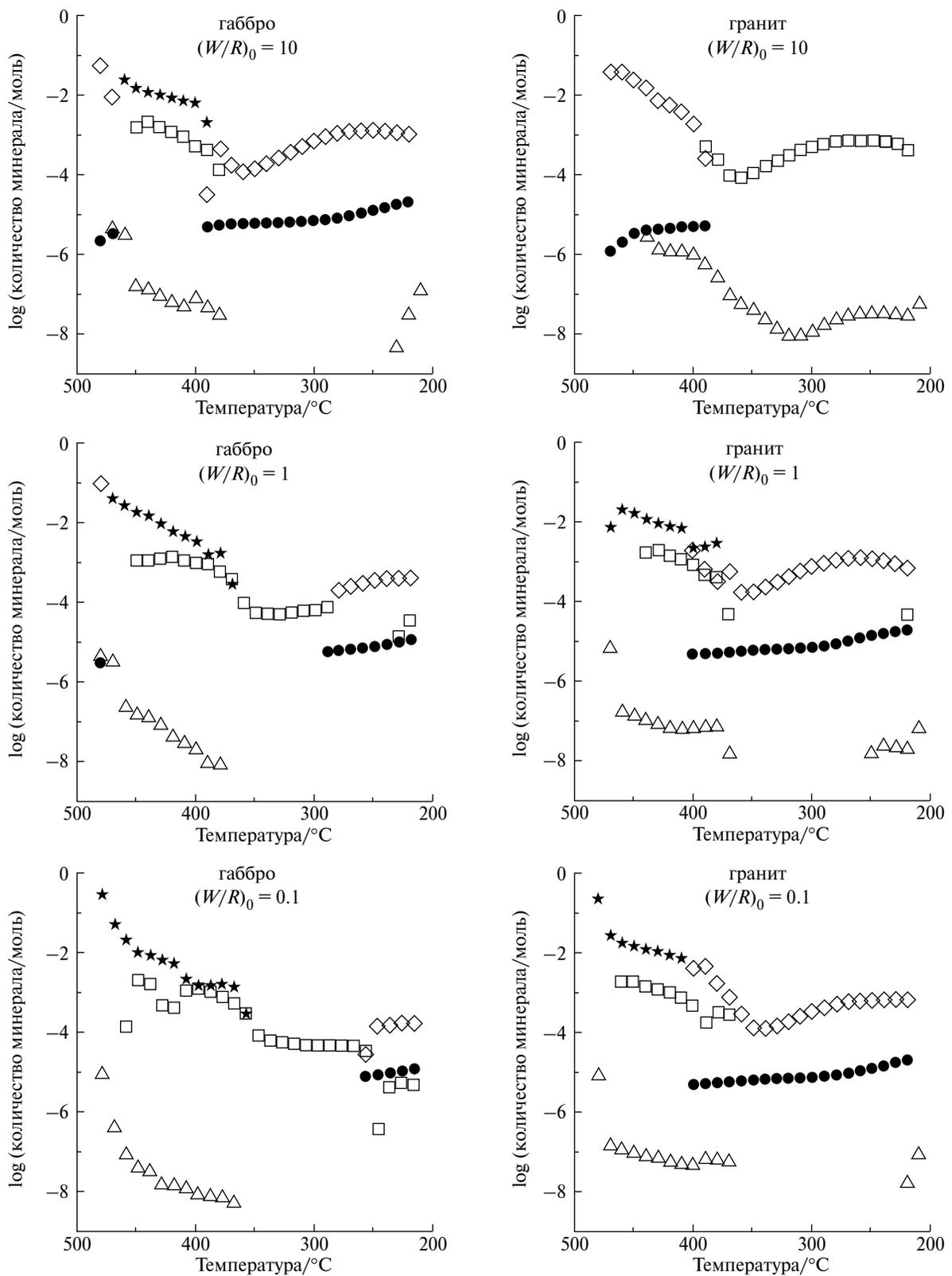
Фиг. 3 иллюстрирует результаты модельного расчета взаимодействия золотоносного хлоридного магматического флюида принятого состава (табл. 4) с породами габбро (слева) и гранитами (справа) при снижении температуры от 490 до 210 °С для случаев быстрой (=10), медленной (=0.1) и промежуточной (=1) скорости просачивания флюида через породы. Видно, что при взаимодействии с габбро высокотемпературные пирит и пирротин образуются в случае слабого взаимодействия флюида с породой (=10), что соответствует природным рудам, а при уменьшении скорости просачивания (=0.1) поле формирования пирита смещается в область низких температур. Для гранитов (фиг. 3б) область образования пирита соответствует высоким температурам (490–390 °С) при высокой скорости про-

сачивания флюида ( $\left. \frac{W}{R} \right|_0 = 10$ ). При этом пирротин отсутствует, появляясь при уменьшении

отношения вода/порода, что соответствует природным рудам. Поле осаждения пирита смещается в область более низких температур (400–210 °С) при уменьшении скорости просачивания и соответствующем усилении взаимодействия

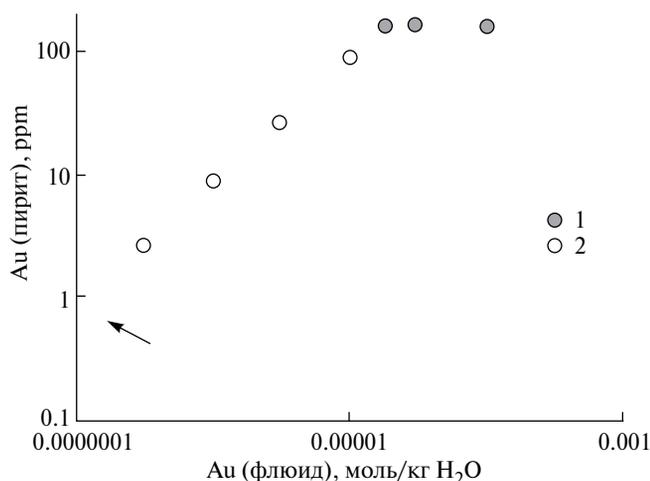
флюида с породой ( $\left. \frac{W}{R} \right|_0 = 1-0.1$ ), что отличается

от природных руд. По результатам моделирования можно заключить, что при формировании обоих месторождений скорость просачивания флюида была достаточно высокой, а взаимодействие вода–порода — относительно слабым. Интересно отметить, что расчетная мольная доля золота в новообразованном пирите во всех случаях слабо зависит от температуры и составляет порядка  $10^{-5}$  (или 16 ppm), что заметно отличается от результатов исследования природного пирита месторождений Дарасунского рудного поля.



**Фиг. 3.** Зависимость количества новообразованного минерала (моль) при взаимодействии 1 кг рудоносного флюида с породой (габбро и гранит) от температуры. По вертикальной оси показана мольная доля Au в пирите.  $\diamond$  – пирит,  $\Delta$  – самородное золото,  $\square$  – халькопирит,  $\star$  – пирротин,  $\bullet$  – мольная доля золота в свежобразованном пирите. Отношение  $(W/R)_0 = 10$  характеризует быстрое, а  $(W/R)_0 = 0.1$  – медленное просачивание флюида через породу (см. текст).

Для объяснения низких концентраций золота (в среднем 0.9 ppm) в пирите из руд обоих месторождений нужно привлечь в схему формирования месторождений дополнительный процесс. Например, последующую после его формирования перекристаллизацию пирита (и других сульфидов) посторонними флюидами с низкими концентрациями золота. Имеются геологические предпосылки возможности такого воздействия, поскольку на севере интрузии амуджиканского комплекса внедряется более поздняя интрузия дотлурского комплекса, также позднеюрского возраста. Внедрение такой интрузии могло обеспечить необходимое для перекристаллизации пирита руд термальное и флюидное воздействие, причем недосыщенными по золоту флюидами, поскольку с гранитоидными интрузиями дотлурского комплекса не связано золотой минерализации. Растворение самородного золота при этом могло быть кинетически заторможено. Для количественной оценки такого процесса были рассчитаны значения концентрации золота в пирите, образовавшемся при взаимодействии модельного флюида с различной исходной концентрацией AuCl с породами габбро при температуре 350 °C и давлении 1000 бар. Результаты расчета представлены в табл. 5 и на фиг. 4. Видно, что максимальные концентрации золота в пирите соответствуют кристаллизации пирита из насыщенного по золоту раствора, а уменьшение концентрации золота



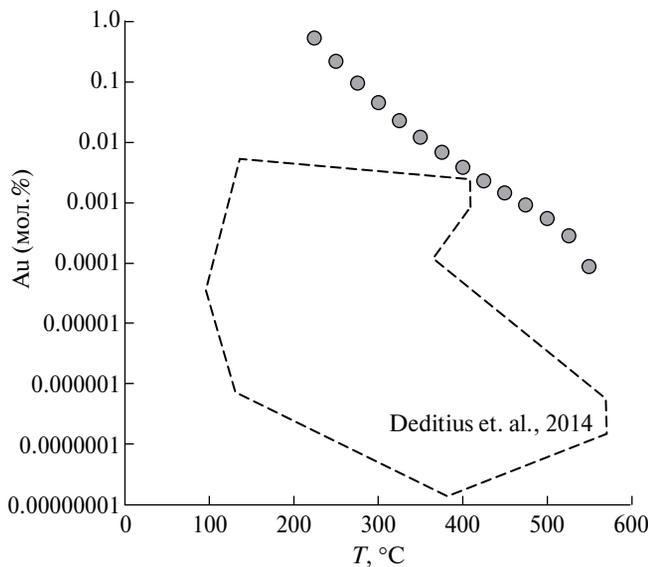
**Фиг. 4.** Зависимость рассчитанной (модельной) концентрации золота в пирите (в ppm) от исходной концентрации золота во флюиде (моль/кг<sup>-1</sup>) при температуре 350 °C и давлении 1000 бар. Стрелка показывает концентрацию золота во флюиде, из которого кристаллизовался пирит месторождения Дарасун. 1 – насыщенный по золоту флюид, 2 – ненасыщенный по золоту флюид.

в растворе ведет к уменьшению содержаний золота в кристаллизующемся из него пирите. Содержания золота в пирите золотых руд месторождений Дарасунского рудного поля соответствуют недосыщенному по золоту гидротермальному раствору. Попутно обнаружено, что концентрация золота в пирите может служить индикатором его совместной кристаллизации с самородным золотом. Таким образом, термодинамическая модель образования золотоносного пирита позволяет объяснить как результаты исследования природного пирита, так и данные по синтезу пирита.

Из разработанной модели следует, что максимальная концентрация золота должна наблюдаться в пирите, кристаллизовавшемся из насыщенного по золоту флюида. Величина этой концентрации зависит от температуры и уменьшается при увеличении последней (фиг. 5). Видно, что линия рассчитанных максимальных концентраций золота в пирите ограничивает поле составов природного золотоносного пирита сверху, причем большинство опубликованных значений концентраций золота (Deditius et al., 2014) находится на удалении от линии кристаллизации пирита из насыщенного по золоту хлоридного раствора. Поэтому можно сделать вывод о кристаллизации природного пирита, главным образом, из ненасыщенных по золоту хлоридных флюидов, особенно при высоких и средних температурах. Возможно, часто происходит перекристаллизация высокотемпературного и среднетемпературного пирита низкотемпературными хлоридными флюидами с низкими концентрациями золота.

**Таблица 5.** Рассчитанные значения концентрации золота в пирите при взаимодействии модельного магматического флюида хлоридного состава с исходной концентрацией AuCl с породами габбро при температуре 350 °C и давлении 1000 бар. Отрицательные значения Au<sub>кр.</sub> соответствуют десятичному логарифму индекса насыщенности самородного золота в системе

AuCl	Au <sub>кр.</sub>	Au в Py	Au in Py
моль/кг <sup>-1</sup>	Моль	мольная доля	ppm
1.0E-4	8.16E-5	9.75E-5	160.2
3.0E-5	1.16E-5	9.75E-5	160.2
1.83E-5	-0.002	9.70E-5	159.4
1.0E-5	-0.265	5.30E-5	87.09
3.0E-6	-0.788	1.59E-5	26.13
1.0E-6	-1.265	5.30E-6	8.71
3.0E-7	-1.788	1.59E-6	2.61



**Фиг. 5.** Диаграмма «концентрация золота в пирите – температура». Приведены рассчитанные значения концентрации золота в пирите, кристаллизовавшемся из насыщенного по золоту хлоридного флюида при разных температурах и давлении 1 кбар (серые кружки) и область составов природного золотоносного пирита разных месторождений, нанесенная по данным из статьи (Deditius et al., 2014) (область, окруженная пунктирной линией).

### ВЫВОДЫ

Предложена термодинамическая модель золотоносного пирита как твердого раствора замещения, позволяющая оценить величину концентрации золота в пирите при известных физико-химических параметрах и разной концентрации золота в минералообразующем флюиде хлоридного состава.

На примере месторождений Дарасунского рудного поля создана модель кристаллизации сульфидных золотых руд из гидротермальных хлоридных флюидов. Показано, что руды этих месторождений кристаллизовались при взаимодействии флюида с вмещающими породами и высоком отношении вода/порода.

Высказано предположение о перекристаллизации пирита золотых месторождений Дарасунского рудного поля ненасыщенными по золоту хлоридными растворами на заключительной стадии формирования руд и индикаторной роли значений концентрации золота в пирите для заключения о его совместной кристаллизации с самородным золотом.

Установлено что концентрация золота в пирите может служить индикатором его совместной кристаллизации с самородным золотом.

Показано, что природный золотоносный пирит разных месторождений формировался в основном из недосыщенных золотом флюидов преимущественно хлоридного состава. Возможно, в рудообразующих процессах часто имела место перекристаллизация высокотемпературного и среднетемпературного пирита низкотемпературными флюидами.

Разработанная модель может быть использована при изучении эндогенной золотосульфидной минерализации для количественной оценки соотношения самородного золота относительно золота, рассеянного в пирите.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.В. Зотову и Б.Р. Тагирову за ценные замечания. Мы также признательны рецензентам за критические замечания, что позволило значительно улучшить рукопись.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке Госзадания ИГЕМ РАН.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Акинфиев Н.Н., Зотов А.В.* Термодинамическое описание водных компонентов системы Cu-Ag-Au-S-O-H в диапазоне температур 0–600 °C и 1–3000 бар // *Геохимия*. 2010. № 7. С. 761–767.

*Арзамасов Б.Н., Макарова В.И., Мухин Г.Г. и др.* *Материаловедение: учебник для вузов*. Москва: Изд-во МГТУ им. Н. Э. Баумана, 2002. 646 с.

Геологическое строение Читинской области. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1 : 500000. Ответственные редакторы И.Г. Рутштейн, Н.Н. Чабан. Комитет по геологии и использованию недр Читинской области. Чита, 1997. 239 с.

*Гричук Д.В.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. М.: Научный мир, 2000. 304 с.

*Ковальчук Е.В., Тагиров Б.Р., Викентьев И.В., Чареев Д.А., Тюкова Е.Э., Никольский М.С., Борисовский С.Е., Бортников Н.С.* «Невидимое» золото в синтетических и природных кристаллах арсенипирита (Воронцовское месторождение, Северный Урал) // *Геология руд. месторождений*. 2019. Т. 61. № 5. С. 62–82. <https://doi.org/10.31857/S0016-777061562-83>

*Любимцева Н.Г., Бортников Н.С., Борисовский С.Е., Прокофьев В.Ю., Викентьева О.В.* Блеклая руда

- и сфалерит золоторудного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия). Часть 2. Распределение железа и цинка, флюидные включения, условия образования. Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 251–273.
- Ляхов Ю.В. Температурная зональность Дарасунского месторождения // Геология руд. месторождений. 1975. № 2. С. 28–36.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Зорина Л.Д., Куликова З.И., Матель Н.Л., Колпакова Н.Н., Ильина Г.Ф. Генетические особенности золото-сульфидного месторождения Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 6. С. 526–548.
- Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Коваленкер В.А., Винокуров С.Ф., Зорина Л.Д., Чернова А.Д., Кряжев С.Г., Краснов А.Н., Горбачева С.А. Золоторудное месторождение Дарасун (Восточное Забайкалье, Россия): химический состав, распределение редких земель, изучение стабильных изотопов углерода и кислорода в карбонатах рудных жил // Геология руд. месторождений. 2010. № 2. С. 91–125.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д. Флюидный режим Дарасунской рудно-магматической системы (Восточное Забайкалье) по данным исследования флюидных включений // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 50–61.
- Прокофьев В.Ю., Зорина Л.Д., Коваленкер В.А., Акинфиев Н.Н., Бакшеев И.А., Краснов А.Н., Юргенсон Г.А., Трубкин Н.В. Состав, условия формирования руд и генезис месторождения золота Талатуй (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 1. С. 37–76.
- Прокофьев В.Ю., Тагиров Б.Р., Бровченко В.Д., Реуков В.Л., Филимонова О.Н., Зорина Л.Д., Абрамова В.Д., Ковальчук Е.В., Межуева А.А., Николаева И.Ю., Тарнопольская М.Е., Акинфиев Н.Н., Краснов А.Н., Комаров В.Б., Бортников Н.С. Золото в пирите: природные руды и эксперимент (на примере месторождений Дарасунского рудного поля, Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2022. Т. 64. № 6. С. 634–656. <https://doi.org/10.31857/S0016777022060053>
- Сахарова М.С. Стадийность процессов рудообразования и вопрос зональности на Дарасунском золоторудном месторождении // Рудообразование и его связь с магматизмом. Отв. ред. Ивенсен Ю.П. М.: Наука. 1972. С. 213–222.
- Справочник по геохимии / Войткевич Г.В., Кокин А.В., Мирошников А.Е., Прохоров В.Г. М.: Недра, 1990. С. 135, 140.
- Тимофеевский Д.А. Геология и минералогия Дарасунского золоторудного региона. Труды ЦНИГРИ, вып. 98. М., 1972. 260 с.
- Хачатурян А.Г. Теория фазовых превращений и структура твердых растворов. Москва: Металлургия, 1974. 384 с.
- Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С., Чугаев А.В., Гольцман Ю.В., Лебедев В.А., Ларионова Ю.О., Зорина Л.Д. Возраст гранодиорит-порфириров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология руд. месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.
- Шваров Ю.С. HCh: Новые возможности термодинамического моделирования геохимических систем, предоставляемые Windows // Геохимия. 2008. № 8. С. 834–839.
- Bastrakov E., Shvarov Yu., Girvan G., Cleverley J., McPhail D., Wyborn L.A.I. FreeGs: A web-enabled thermodynamic database for geochemical modelling. Supplement 1 // *Geochimica et Cosmochimica Acta, Goldschmidt Conference Abstracts*, 2005. A845.
- Bortnikov N.S., Cabri L.J., Vikentiev I.V., Tagirov B.R., Mahon G.Me., Bogdanov Yu.A., Stavrova O.O. Invisible Gold in Sulfides from Seafloor Massive Sulfide Edifices // *Geology OF Ore Deposits*. 2003. V. 45. № 3. P. 201–212.
- Boyle R.W. Hydrothermal transport and deposition of gold // *Econ. Geol.* 1969. 64, 112–115.
- Cabri L.J., Chryssoulis S.L., De Villiers J.P.R., Laflamme J.H.G., Buseck P.R. The ‘nature of “invisible” gold in arsenopyrite // *Canadian Mineralogist*. 1989. V. 27. P. 3–362.
- Cabri L.J., Chryssoulis S.L., Campbell J.L., Teesdale W.J. Comparison of in-situ gold analyses in arsenian pyrite // *J. of Applied Geochemistry*. 1991. V. 6. P. 225–230.
- Cathelineau M., Boiron M.C., Holiger P., et al. Gold arsenopyrite: crystal\_chemistry, location and state, physical and chemical conditions of deposition // *Econ. Geol. Mon.* 6. 1989. P. 328–341.
- Cook, N.J., Chryssoulis, S.L. Concentrations of «invisible» gold in the common sulfides // *Can. Mineral.* 1990. V. 28, P. 1–16.
- Deditius A.P., Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Chryssoulis C.L., Walshe J., Ewing R.C. The coupled geochemistry of Au and As in pyrite from hydrothermal ore deposits // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2014. V. 140. P. 644–670.
- Filimonova O.N., Tagirov B.R., Trigub A.L., Nickolsky M.S., Rovezzi M., Belogub E.V., Reukov V.L., Vikentiev I.V. The state of Au and As in pyrite studied by X-ray absorption spectroscopy of natural minerals and

- synthetic phases // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 121. P. 103475. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103475>
- Genkin A.D., Bortnikov N.S., Cabri L.* et al. A multidisciplinary study of invisible gold in arsenopyrite from four mesothermal gold deposits in Siberia, Russian Federation // *Econ. Geol.* 1998. V. 93. P. 463–487.
- Heinrich C.A.* The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study // *Mineralium Deposita.* 2005. V. 39. P. 864–889.
- Helgeson H.C., Kirkham D.H., Flowers G.C.* Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes by high pressures and temperatures; IV. Calculation of activity coefficient, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600 °C and 5 KB 1981 // *Am. Jour. Sci.* V. 291. P. 1249–1516.
- Large R.R., Maslennikov V.V.* Invisible Gold Paragenesis and Geochemistry in Pyrite from Orogenic and Sediment-Hosted Gold Deposits // *Minerals.* 2020. 10(4). 339. <https://doi.org/10.3390/min10040339>
- Lyubimtseva N.G., Sack R.O., Bortnikov N.S., Borisovsky S.E., Balashov F.V.* The Zonal Fahlore from the Darasun Gold Deposit, Transbaikalia, Russia: an Example of a Self-organizing System and their Depositional Conditions // *Geology of Ore Deposits.* 2023. V. 65. № 4. P. 346–380. <https://doi.org/10.1134/S1075701523040037>
- Marsden J.O., House C.I.* The Chemistry of Gold Extraction, 2nd ed. Society for Mining, Metallurgy, and Exploration Inc., 2006. 682 p.
- Merkulova M., Mathon O., Glatzel P., Rovezzi M., Batanova V., Marion P., Boiron M.-C., Manceau A.* Revealing the Chemical Form of “Invisible” Gold in Natural Arsenian Pyrite and Arsenopyrite with High Energy-Resolution X-ray Absorption Spectroscopy // *ACS Earth and Space Chem.* 2019. V. 3(9). P. 1905–1914.
- Pokrovski G.S., Kokh M.A., Proux O., Hazemann J.-L., Bazarkina E.F., Testemale D., Escoda C., Boirone M.-C., Blanchard M., Aigouy T., Gouy S., Parseval P., Thibaut M.* The nature and partitioning of invisible gold in the pyrite-fluid system // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 109. P. 545–563.
- Prokofiev V.Yu., Garofalo P.S., Bortnikov N.S., Kovalenker V.A., Zorina L.D., Grichuk D.V., Selektor S.L.* Fluid Inclusion Constraints on the Genesis of Gold in the Darasun District (Eastern Transbaikalia), Russia // *Econ. Geol.* 2010. V. 105. № 2. P. 395–416.
- Prokofiev V.Yu., Selektor S.L.* Fluid inclusion evidence for barbotage and its role in gold deposition at the Darasun goldfield (eastern Transbaikalia, Russia) // *Cent. Eur. J. Geosci.* 2014. V. 6. № 2. P. 131–138.
- Shock E.L., Sassani D.C., Willis M., Sverjensky D.A.* Inorganic species in geologic fluids: Correlations among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 907–950. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00339-0](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00339-0)
- Shvarov Yu.S., Bastrakov E.N.* HCh: a software package for geochemical equilibrium modelling // *User's Guide.* Canberra: Australian Geological Survey Organization, 1999. Record 199/25.
- Sverjensky D.A., Shock E.L., Helgeson H.C.* Prediction of the thermodynamic properties of aqueous metal complexes to 1000 °C and 5 kb // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1997. V. 61. P. 1359–1412.
- Tagirov B.R., Baranova N.N., Zotov A.V., Schott J., Bannykh L.N.* Experimental determination of the stabilities of  $\text{Au}_2\text{S}(\text{cr})$  at 25 °C and  $\text{Au}(\text{HS})_2^-$  at 25–250 °C // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 3689–3701.
- Tauson V.L., Akimov V.V.* Effect of crystallite size on solid state miscibility: Applications to the pyrite-cattierite system // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1991. V. 55. № 10. P. 2851–2859.
- Tauson V.L.* On limit concentration and manner of incorporation of gold in hydrothermal pyrite // *Russian Geology and Geophysica.* 1998. V. 39. P. 932–940.
- Tauson V.L.* Gold solubility in the common gold-bearing minerals; experimental evaluation and application to pyrite // *Eur. J. Mineral.* 1999. V. 11. P. 937–947.
- Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Nickolsky M.S., Shiryayev A.A., Baranova N.N., Kovalchuk E.V., Mokhov A.V.* X-ray spectroscopy study of the chemical state of “invisible” Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // *Am. Mineral.* 2017. V. 102. P. 1057–1065.
- Wood B.J., Walther J.V.* Rates of hydrothermal reactions // *Science.* 1983. V. 222. № 4622. 413–415.
- Yang S., Blum N., Rahders E., Zhang Z.* The nature of invisible gold in sulfides from the Xiangxi Au-Sb-W ore deposit in Northwestern Hunan, Peoples Republic of China // *Can. Mineral.* 1998. V. 36. P. 1361–1372.

## GOLD IN PYRITE: THERMODYNAMIC MODEL OF SOCRYSTALLIZATION IN CHLORIDE FLUIDS

V. Yu. Prokofiev<sup>a, \*</sup>, N. N. Akinfiyev<sup>a</sup>, and N. S. Bortnikov<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*The Institute of the Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences.  
35, Staromonetny Per., Moscow, 119017 Russia*

<sup>\*</sup>*E-mail: vpr2004@rambler.ru*

A thermodynamic description of gold-bearing pyrite as a substitution solid solution is proposed depending on external conditions and gold content in the fluid. The model is based on experimental data of the synthetic pyrite grown in hydrothermal chloride solutions in the presence of metallic gold. The proposed model makes it possible to estimate the upper limit of gold content in pyrite. The thermodynamic model of gold-bearing pyrite was verified by modeling the process of formation of mineral associations of gold ores of the Darasun and Talatui deposits by chloride aqueous fluids in an integrated fluid-magmatic system of the Darasun ore field. Previously it was revealed that the average gold content in pyrite from the Darasun and Talatui deposits, intergrown with native gold, does not exceed 1 ppm, while synthetic pyrite grown in equilibrium with metallic gold under similar conditions contains 10–150 ppm of gold. This contradiction does not allow explaining the formation of gold ores of the Darasun ore field by its direct crystallization from hydrothermal fluid. A possible explanation is the presence of an additional stage of ore transformation, in which recrystallization of sulfides occurred with gold undersaturated solutions. It was shown that a decrease in gold concentration in the mineral-forming fluid below the saturation limit should lead to a synchronous decrease in the gold concentration in the resulting pyrite. The calculated values of gold concentration in model pyrite make it possible to estimate gold concentrations in mineral-forming chloride fluids at different stages of the formation of the Darasun ore field deposits at a known temperature. It has been shown that natural gold-bearing pyrite from various gold deposits was formed mainly from chloride fluids undersaturated to gold.

*Key words:* hydrothermal gold deposits, pyrite, fluids, chloride solutions, thermodynamic model, hard solutions of gold in pyrite

УДК 553.493.5:553.078

## МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИТИЯ ОТ МЕЗОАРХЕЯ ДО СОВРЕМЕННОГО ПЕРИОДА: ИХ ТИПЫ, РАСПРЕДЕЛЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ, РАЗВЕДАННАЯ РЕСУРСНАЯ БАЗА\*

© 2024 г. А. В. Ткачев<sup>1,\*</sup>, Н. А. Вишневская<sup>1,\*\*</sup>, Е. И. Чесалова<sup>1,\*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Государственный геологический музей РАН им. В.И. Вернадского (ГГМ РАН),  
Моховая ул. 11, стр. 11, Москва, 125009 Россия

\*E-mail: a.tkachev@sgm.ru

\*\*E-mail: 200962@mail.ru

\*\*\*E-mail: chesalova\_ei@mail.ru

Поступила в редакцию 10.01.2024 г.

После доработки 11.06.2024 г.

Принята к печати 23.07.2024 г.

Проанализировано распределение месторождений и заключенных в них ресурсов лития в геологической истории. Основа для анализа — данные по 164 месторождениям со всего мира с ресурсной оценкой от 100 тыс. т Li<sub>2</sub>O, которые представляют почти всю разведанную ресурсную базу, привлекательную в современных условиях и на ближайшую перспективу для добычи этого элемента. Вариативность разных аспектов их формирования в геологическом времени продемонстрирована на сопоставлении суперконтинентальных циклов по количеству и качеству ресурсов в месторождениях разных типов, возрастов и тектонических обстановок. Установлено, что месторождения лития имеют крайне неравномерное, импульсное, распределение на шкале геологического времени. Кенорский, колумбийский и родинийский циклы представлены только пегматитовым типом месторождений, интенсивность формирования которых снижалась в этом ряду. В пангейском цикле она вновь выросла, приблизившись к уровню кенорского цикла. Кроме того, появились первые месторождения гранитного типа. В текущем амазийском цикле месторождения гранитного типа количественно преобладают над пегматитовым типом, но они оба количественно уступают глинистому типу, проявленному только в этом цикле. По сумме ресурсов все эти три типа с твердыми рудами уступают месторождениям, связанным с рассолами в сalaraх, геотермальных и нефтегазовых полях. Все месторождения от кенорского до пангейского циклов формировались в коллизионных поясах на постороженной стадии их развития. В амазийском цикле преемственность в этом аспекте сохранилась, но также установлены месторождения гранитного и глинистого типа, которые формировались в тыловых зонах активных континентальных окраин. Месторождения в сalaraх тоже имеют две аналогичные тектонические позиции для размещения. Месторождения геотермального типа известны в обрамлении коллизионных орогенов и на активных окраинах континентов. Месторождения нефтегазовых полей разведаны только в осадочных чехлах древних платформ. В настоящее время максимальное значение для мировой экономики имеют объекты пегматитового и сalarного типов, в значительно меньшей степени — гранитного типа. Все они являются традиционными для извлечения лития. В пегматитовом типе наибольшую степень промышленного освоения имеют месторождения кенорского цикла, в гранитном типе — амазийского. В последние годы начали вовлекаться в эксплуатацию единичные месторождения глинистого, геотермального и нефтегазовых полей типов, а также представители сalarного типа с составами рассолов, которые прежде не подходили для традиционных технологий.

*Ключевые слова:* месторождение лития, металлогения лития, редкометалльные гранитные пегматиты, Li–F граниты, литиеносные глинистые породы, рассолы, суперконтинентальный цикл

DOI: 10.31857/S0016777024060037, EDN: wdxsla

\* Дополнительная информация для этой статьи доступна по ссылке <https://doi.org/10.31857/S0016777024060037> для авторизованных пользователей.

## ВВЕДЕНИЕ

Литий – очень важный для инновационной экономики элемент, получаемый из минерального сырья. Во всех экономически развитых странах мира он входит в список критически важных и/или стратегических видов минерального сырья (Бортников и др., 2023; Викентьев, 2023; Bradley et al., 2017; Christmann et al., 2015). Его использование в мире постоянно растет вместе с развитием целого ряда современных отраслей промышленности. Особенно сильно увеличилось потребление соединений этого щелочного металла из-за роста объемов производства литий-ионных батарей и аккумуляторов для мобильных телефонов, смартфонов, планшетов, ноутбуков и других электронных устройств бытового, аэрокосмического, военного и медицинского назначения, электрических и гибридных автомобилей, солнечных и ветровых электрогенераторов. Очень широко литиевые продукты используются для производства стекла, керамики и стеклокерамики, промышленных смазок, пластмасс и шинной резины, в выплавке стали, алюминия и особо легких авиационных сплавов, создании систем охлаждения, осушения и очищения воздуха, изготовлении лекарств, получении трития и еще целом ряде других современных производств (Christmann et al., 2015).

Лавинообразный рост потребления лития в текущем веке привел к увеличению объемов его ежегодной добычи: в 2022 г. она превысила 280 тыс. т в пересчете на  $\text{Li}_2\text{O}$ , что на порядок больше, чем на рубеже XX и XXI веков (Jaskula, 2023; Ober, 2001). В последние годы более 90% всего лития, потребляемого ежегодно в мире, извлекается из месторождений всего трех стран: Австралии, Чили и Китая. По имеющимся прогнозам консалтинговых агентств и крупных производителей потребление литиевой продукции продолжит расти еще многие годы, причем до 2030 г. не менее высокими темпами, чем сейчас, и, преимущественно, за счет увеличения производства аккумуляторов для автомобилей и «зеленой» энергетики (Albemarle Corp., 2023; BloombergNEF, 2019; Statista, 2022; и др.). В связи с этим в последние годы имеет место наращивание мощностей на многих существующих предприятиях по добыче литиевого сырья, происходит освоение новых месторождений, разрабатываются проекты добывающих предприятий на ближайшую перспективу. Активизируются в этих направлениях не только традиционные страны-производители литиевой продукции,

но и те страны, где литий в промышленных масштабах не добывали очень давно (Россия, Германия) или даже никогда прежде (Великобритания, Мексика, Мали, Финляндия и др.).

Текущее и перспективное увеличение масштабов промышленного производства литиевых продуктов обеспечивается беспрецедентным ростом объемов геологоразведочных работ силами как частных компаний, так и государственных служб соответствующего профиля во многих странах мира. Именно в XXI в. реализация поисково-оценочных и разведочных проектов и на ранее известных, и на вновь выявленных проявлениях лития происходит с постоянно нарастающей экспансией на всех обитаемых континентах. Среди объектов таких работ появилось много месторождений новых типов, которые еще совсем недавно рассматривались только как потенциально перспективные (Ткачев и др., 2019; Christmann et al., 2015; Kesler et al., 2012; Munk et al., 2016). Сейчас они уже являются промышленно интересными, и на некоторых из них уже строятся предприятия по добыче минерального сырья и производству литиевых продуктов. Такая трансформация произошла благодаря двум основным взаимосвязанным факторам: с одной стороны, из-за резкого подъема спроса и цен, с другой – из-за появления разработанных рентабельных технологий извлечения лития из первичного сырья с более низкими содержаниями и менее благоприятным минеральным и/или химическим составом (Liu et al., 2023). В целом, интенсификация геологоразведочных и технологических работ в мире позволили с начала XXI в. больше чем в 7.5 раз увеличить запасы лития с доказанной положительной рентабельностью при промышленном освоении (Jaskula, 2023; Ober, 2001). Темпы роста общего количества ресурсов, подтвержденных геологоразведочными работами, но пока не апробированных детальными экономическими расчетами возможной эксплуатации, еще выше.

Параллельно наблюдается аналогичная тенденция к резкому росту и в количестве научных исследований геологической, геолого-экономической и технологической направленности, рассматривающих литиевую проблематику на разных уровнях: отдельных месторождений, металлогении и сырьевой базы лития регионов и стран, глобального анализа сырьевой базы, общей классификации месторождений и эволюционной минералогии лития (Боярко и др., 2022; Линде и др., 2000; Морозова, 2018; Похиленко и др., 2023; Толкушина и др., 2012; Bowell et al.,

2020; Bradley et al., 2017; Christmann et al., 2015; Dessemond et al., 2019; Evans et al., 2014; Grew et al., 2019; Gruber et al., 2011; Kavanagh et al., 2018; Kesler et al., 2012; Munk et al., 2016; Vikström et al., 2013; Zhang et al., 2022 и ссылки в них).

При этом такие аспекты, как последовательность накопления промышленно интересных аккумуляций лития в течение геологической истории земной коры, относительная роль каждого из известных типов месторождений в этом накоплении в разные геологические эпохи и за всю геологическую историю в целом, возможные эволюционные изменения в качественных и/или количественных характеристиках месторождений рассматривались очень редко. Пионерским, хотя и очень скромным, продвижением в данном направлении исследований, следует считать диаграмму распределения на шкале времени ресурсов лития в пегматитовых месторождениях, которая была опубликована в (McCauley, Bradley, 2014) и основана на данных о 20 объектах. Для настоящего времени это уже очень ограниченная выборка с частично устаревшими геохронологическими и принципиально устаревшими ресурсными данными. Кроме того, шкала времени в этой работе разделена на большие сегменты по 100 млн лет, а сама диаграмма в оригинальной статье практически не анализируется. Более явным шагом вперед в рассматриваемом направлении стали наши статьи (Ткачев и др., 2019; Tkachev et al., 2018), основанные на данных о 73 месторождениях, представляющих четыре их типа.

Колоссальный прогресс последних лет в технологических, геологоразведочных и научных работах на месторождениях лития и соответствующее увеличение массива новой информации сделали и возможным, и необходимым совершить новый шаг в анализе эволюционных аспектов металлогении лития. Это продвижение осуществлено авторами с использованием расширенной классификация типов месторождений лития, имеющих промышленное значение, и с более чем вдвое увеличенным количеством месторождений в анализируемой выборке. Причем объем выборки преимущественно вырос за счет месторождений традиционных, а не новых типов. Кроме того, были уточнены классификационные, геохронологические и ресурсные данные для ряда месторождений, использовавшихся в анализе прежде. Представляется, что все это позволило создать более объективную картину металлогении лития в геологическом времени.

## ДАННЫЕ ДЛЯ АНАЛИЗА

Фактологической основой для проведения исследований послужили сведения из базы данных “Крупные и суперкрупные месторождения мира”, созданной и постоянно корректируемой в ГГМ РАН (Рундквист и др., 2006). В выборку для анализа были включены месторождения шести металлогенических типов (табл. 1), представители которых или эксплуатируются уже многие годы (пегматитовый, гранитный, сальарный), или находятся в стадии опытной эксплуатации и строительства первых добычных и перерабатывающих предприятий (глинистый, геотермальный, нефтегазовых полей), т.е. начали представлять интерес для промышленности недавно. Во всех месторождениях выборки литий является или главным, или принципиально важным попутным компонентом, а его ресурсная оценка, основанная на данных, полученных в результате геологоразведочных работ с опробованием канав, подземных горных выработок, буровых скважин, составляет не менее 100 тыс. тонн в пересчете на  $\text{Li}_2\text{O}$ . Для месторождений, оцененных с использованием советской и российской классификаций запасов и ресурсов, в эту сумму включались запасы всех категорий и ресурсы категории  $P_1$ . Для месторождений, оцененных по классификациям JORC или NI 43–101, принималась сумма ресурсов категорий measured+indicated+inferred, а также запасы категорий proved+probable, если они не были учтены в ресурсах measured+indicate. В информационных источниках по месторождениям лития в Китае очень редко указывается категоризация запасов и/или ресурсов, хотя оригинальная классификация в этой стране существует. Авторами условно принималось, что публикуемые оценки запасов/ресурсов в использованных источниках информации о месторождениях Китая отвечают требованиям перечисленных выше классификаций других стран. Кроме того, в сумму всегда включались данные о прошлой добыче на объекте, при ее наличии. Далее в тексте для краткости изложения все величины разведанных запасов и ресурсов как отдельных месторождений, так и их групп, названы ресурсами.

По итогам селекции в выборку попали 164 месторождения с суммарными ресурсами 252.0 млн тонн  $\text{Li}_2\text{O}$  (табл. 2). Это самая большая выборка месторождений, когда-либо использованная для анализа особенностей глобальной металлогении и сырьевой базы лития в мире. Перечень месторождений, данные об их возрасте, парагенезисе

Таблица 1. Металлогенические типы промышленно значимых месторождений лития в проанализированной выборке

Металлогенический тип	Вмещающие комплексы	Локализация рудных тел	Концентраторы лития <sup>1</sup>	Другие полезные ископаемые <sup>2</sup>
1	2	3	4	5
Пегматитовый	Редкометаллные пегматиты в метародах любого состава, измененных на уровне от верхней части зеленосланцевой до середины амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии <sup>3</sup> ; пегматитовые поля обычно сопровождаются плюмазитовыми гранитами близкого возраста, которые могут быть или материнскими, или иметь только парагенетическую связь с пегматитами (общий источник плавления)	Жилообразные и дайкообразные тела редкометалльных пегматитов литиевого ряда LCT-типа <sup>4</sup> , иногда одиночные, но обычно их группы, эшелонированные по простиранию и падению; минеральные подтипы <sup>4</sup> : комплексный (микроклин-альбит-сподуменовый, микроклин-альбит-петалитовый, микроклин-альбит-лепидолитовый подтипы и их промежуточные формы) и альбит-сподуменовый	Сподумен, петалит, лепидолит, амблигонит, эвкритит, циннесальдит, литиевый мусковит	Ta, Sn, Cs, Rb, Be, Nb
Гранитный	Плюмазитовые Li-F редкометаллные граниты, онгониты, туфы и туфобрекчии их эффузивных аналогов в пределах магматических, вулканогенных или вулканогенно-осадочных комплексов пород, которые могут быть как изменены, так и не изменены региональным метаморфизмом	Стратоподобные и секущие тела слюдитов в верхних частях штоковидных, куполовидных или плитообразных массивов; надильтрузивные массивные и брекчевидные зоны грейзенизации, жилы; дайки онгонитов и ореолы метасоматитов вокруг; мощные слои пепловых туфов и туфобрекчий кальдерного комплекса	Лепидолит, циннвальдит, амблигонит, литиевый фенгит, вулканическое стекло, сподумен, литиевый мусковит	Sn, Ta, Cs, Rb, F, Be, Nb, W
Глинистый <sup>5</sup>	Пеплосодержащие породы, накопленные в соленых озерах аридных областей с субаральным преимущественно кремнекислым вулканизмом разной щелочности, но в основном субщелочным и щелочным, часто с образованием кальдер и иногда в сопровождении интрузий Li-F гранитов	Минерализованные слои или пластообразные зоны: пеплозашающие глины, туфалевролиты, боратоносные глины, туффиты, глины; минеральные подтипы: собственно глинистый и ядаритовый	Минералы группы смектита (монтмориллонит, сапонит, гекторит, свайнфордит), иллит, смектит-иллит, ядарит	B, K, Cs, Rb, Sr

Таблица 1. Окончание

Металлогенический тип	Вмещающие комплексы	Локализация рудных тел	Концентраторы лития <sup>1</sup>	Другие полезные ископаемые <sup>2</sup>
1	2	3	4	5
Саларный	Осадочные толщи сухих, сезонно пересыхающих и непересыхающих соленых озер на плато и в межгорных впадинах современных геодинамически активных орогенных систем с аридным климатом, а также водные тела таких озер	Остаточная межзерновая рапа в осадках, реже – водные тела самих соленых озер; гидрохимические подтипы, определяющие технологию переработки: карбонатный, сульфатный натриевый, сульфатный магниевый, хлоридный	Рассолы	K, B, Mg, Na, Br
Геотермальный	Геотермальные рассолы в рифтовых зонах или предгорных прогибах, связанных с орогенными системами, геодинамически активными в настоящее время	Фонтанирующие из скважин геотермальные рассолы, циркулирующие в проницаемых зонах на различных глубинах (самая глубокая скважина – 5.5 км)	Рассолы	TE, Mg, Na
Нефтегазовых полей	Терригенно-карбонатные эвапоритоносные толщи нефтегазовых бассейнов древних платформ	Рассолы в преимущественно карбонатных доломитизированных породах с высокой проницаемостью	Рассолы	Br, Mg

<sup>1</sup> Перечислены в порядке частоты встречаемости промышленности концентраций в рудах; курсивом выделены минералы, которые никогда не определяют промышленную ценность месторождений без других минералов лития;

<sup>2</sup> а) уже извлекаемые или потенциально извлекаемые с оцененными ресурсами; б) F – флюорит, Na – в виде сульфата, карбоната и/или хлорида, TE – тепловая и электрическая энергия;

<sup>3</sup> очень редкие случаи более высокой степени метаморфизма вмещающих пород и/или их принадлежность к иной фашиальной серии связаны с наложением более позднего постпегматитового этапа деформации и метаморфизма (Гринбушес, Вайнебене);

<sup>4</sup> по классификации минеральных типов редкометалльных пегматитов (Şermü, Ercit, 2005), наиболее широко принятой специалистами всего мира (LCT – Lithium–Cesium–Tantalum); месторождения лития никогда не связаны с пегматитами типа NYF (Niobium–Yttrium–Fluor);

<sup>5</sup> минерализацию с повышенными концентрациями лития в глинистых прослоях фанерозойских бокситов и углей Китая (Zhang et al., 2022) можно также рассматривать как подтипы глинистого типа, но их реальные промышленные перспективы пока не вполне ясны: в настоящее время такие объекты – предмет исследований их геологии и минералогии, а также лабораторных технологических работ.

**Таблица 2.** Сравнение суперконтинентальных циклов в металлогении лития по интегральным количественным параметрам

Параметры <sup>1</sup>	Циклы (возрастные границы, млрд лет)					Все циклы
	Кенорский (>2.25)	Колумбийский (1.35–2.25)	Родинийский (0.75–1.35)	Пангейский (0.19–0.75)	Амазийский (<0.19)	
<b>Все типы месторождений</b>						
N	37	13	2	36	76	164
Z	27131.1	6750.2	7240.0	27105.3	183771.2	251997.8
X	10.8	2.7	2.9	10.7	72.9	100
ZS	27131.1	6750.2	7240.0	27105.3	47822.9	116049.5
s	23.4	5.8	6.2	23.4	41.2	100
<b>Пегматитовый тип (P)</b>						
N	37	13	2	26	5	83
Z	27131.1	6750.2	7240.0	19820.4	5194.0	66135.7
z	733.3	519.2	3620.0	762.3	1038.8	796.8
X	10.8	2.7	2.9	7.8	2.1	26.3
x	41.0	10.2	10.9	30.0	7.9	100
s	23.4	5.8	6.2	17.1	4.5	57.0
<b>Гранитный тип (G)</b>						
N	–	–	–	10	10	20
Z	–	–	–	7284.9	6122.5	13407.4
z	–	–	–	728.5	612.3	670.4
X	–	–	–	2.9	2.4	5.3
x	–	–	–	54.3	45.7	100
s	–	–	–	6.3	5.3	11.6
<b>Глинистый тип (C)</b>						
N	–	–	–	–	16	16
Z	–	–	–	–	36506.4	36506.4
z	–	–	–	–	2281.7	2281.7
X	–	–	–	–	14.5	14.5
x	–	–	–	–	100	100
s	–	–	–	–	31.4	31.4
<b>Саларный тип (S)</b>						
N	–	–	–	–	28	28
Z	–	–	–	–	101806.3	101806.3
z	–	–	–	–	3635.9	3635.9
X	–	–	–	–	40.4	40.4
x	–	–	–	–	100	100
<b>Геотермальный тип (GT)</b>						
N	–	–	–	–	7	7
Z	–	–	–	–	15157.0	15157.0
z	–	–	–	–	2165.3	2165.3
X	–	–	–	–	6.0	6.0
x	–	–	–	–	100	100
<b>Нефтегазовых полей тип (OG)</b>						
N	–	–	–	–	10	10
Z	–	–	–	–	18985.0	18985.0
z	–	–	–	–	1898.5	1898.5
X	–	–	–	–	7.5	7.5
x	–	–	–	–	100	100

Примечание: <sup>1</sup> N – количество месторождений в выборке; Z – суммарные оцененные ресурсы (тыс. тонн Li<sub>2</sub>O); z – среднее количество ресурсов в одном месторождении (Z/N); X – доля в сумме ресурсов всей выборки (%); x – доля в суммарных ресурсах данного типа месторождений (%); ZS – сумма ресурсов месторождений с твердофазовыми рудами; s – доля в суммарных ресурсах месторождений с твердофазовыми рудами (%).

возможных для извлечения компонентов, минералах-концентраторах лития, а также ссылки на основные источники информации приведены в электронном приложении к данной статье на сайте журнала. Размещение этих месторождений на карте мира с идентификацией принадлежности к металлогеническому типу и суперконтинентальному циклу представлено на фиг. 1.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛИТИЯ ПО СУПЕРКОНТИНЕНТАЛЬНЫМ ЦИКЛАМ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИМ СТРУКТУРАМ

Распределение известных на настоящий момент ресурсов лития в месторождениях разного возраста показано на оси геологического времени, разделенной на кластеры по 25 млн лет (фиг. 2). Для сравнительного анализа первичные данные объединялись по суперконтинентальным циклам, содержание которых определяется циклически повторяющимися в геологической истории процессами роста и деструкции земной коры, приводящими на определенных стадиях к формированию крупных континентальных масс, вплоть до суперконтинентов, а затем к их последующей дезинтеграции (Rogers, Santosh, 2004). Все это имеет определенные проявления в тектонике, магматизме, метаморфизме, седиментогенезе и металлогении (Ткачев, Рундквист, 2016; Bradley, 2011; Sawood et al., 2022; Hazen et al., 2014; Liu et al., 2019; Pesonen et al., 2021; Rogers, Santosh, 2004; Tkachev, 2011; и др.). Поэтому использование суперконтинентальных циклов для сравнительного анализа в исторической металлогении является естественным приемом, намного более прогрессивным, чем использование в этих целях современной геохронологической шкалы с нумерологическим принципом деления в докембрии и био-стратиграфическим – в фанерозое.

#### *Кенорский цикл (>2.25 млрд лет)*

Этот древнейший цикл представлен месторождениями исключительно пегматитового типа. Самые ранние из известных в мире проявлений литиевой минерализации (сподумен, лепидолит, холмквистит, литиевый мусковит, эльбаит) выявлены в пегматитах комплекса Древних Гнейсов Свазиленда и гранит-зеленокаменного пояса Барбертон кратона Каапваль (Harris et al., 1995; Trumbull, 1995). Их возраст варьирует в интервале 2.99–3.08 млрд лет, т.е. отвечает середине

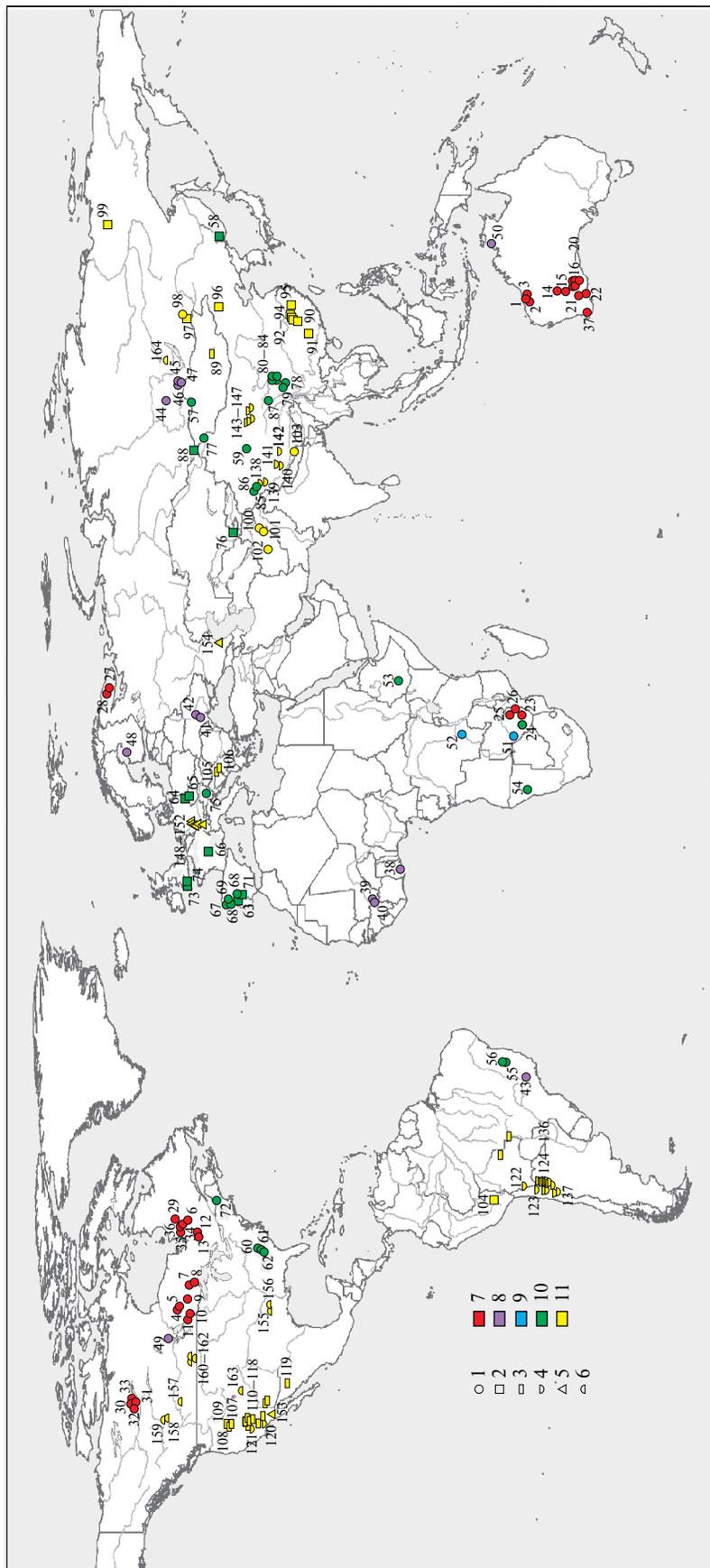
мезоархея (фиг. 2). Они не содержат промышленно интересных аккумуляций Li, Ta, Sn или Be, хотя минералы этих элементов там присутствуют в заметных количествах, о чем, в частности, свидетельствуют касситеритовые россыпи, которые обрабатывались вблизи некоторых из этих пегматитов в течение многих десятилетий (Trumbull, 1995). Несмотря на то что эти пегматиты не являются промышленными объектами, они все же имеют особенное значение для геологической истории Земли, т.к. являются маркерами начала в земной коре металлогенических процессов, связанных с редкометалльными пегматитами (Tkachev, 2011, McCauley, Bradley, 2014; Hazen et al., 2014; Grew et al., 2018).

Древнейшие пегматиты с гипогенными рудами редких металлов, включая литий, которые заинтересовали современную промышленность, образовались в конце мезоархея. В нашей выборке эта генерация (2.84–2.88 млрд лет) представлена тремя объектами (Пилгангура, Воджина, Арчер) в гранит-зеленокаменных поясах Восточного блока кратона Пилбара (фиг. 1; фиг. 2; Электронное приложение\*).

Неоархейские месторождения лития намного многочисленнее мезоархейских, и география их распространения гораздо шире. В гранит-зеленокаменно-сланцевых поясах кратона Сьюпериор установлены две возрастные генерации литиеносных пегматитов: 2.64–2.67 млрд лет (Моблан, Пэйкагама, Лакорн и др.) и 2.58–2.62 млрд лет (Корветт, Вабуши и др.). В аналогичных структурах кратона Йилгарн также установлено два поколения месторождений данного типа: большинство из них имеют возраст в интервале 2.63–2.64 млрд лет (Кэтлин-Вэлли, Маунт-Мэрион, Эрл-Грей и др.), и только Гринбушес на юго-западе кратона – 2.53 млрд лет. В структурах кратонов Зимбабве (Бикита, Зулу, Аркадия) и Кольско-го (Колмозерское, Полмостундровское) литиеносные пегматиты сформировались в интервале 2.60–2.62 млрд лет. Время образования месторождений кратона Слейв (Хиден-Лэйк, Тор и др.) приходится на интервал 2.56–2.59 млрд лет (фиг. 1; фиг. 2; Электронное приложение). Всего в 37 месторождениях кенорского цикла сосредоточено 10.8% ресурсов анализируемой выборки (фиг. 2, табл. 2).

Существование в конце архея – начале палеопротерозоя единого суперконтинента Кенорленд (Rogers, Santosh, 2004) в настоящее время

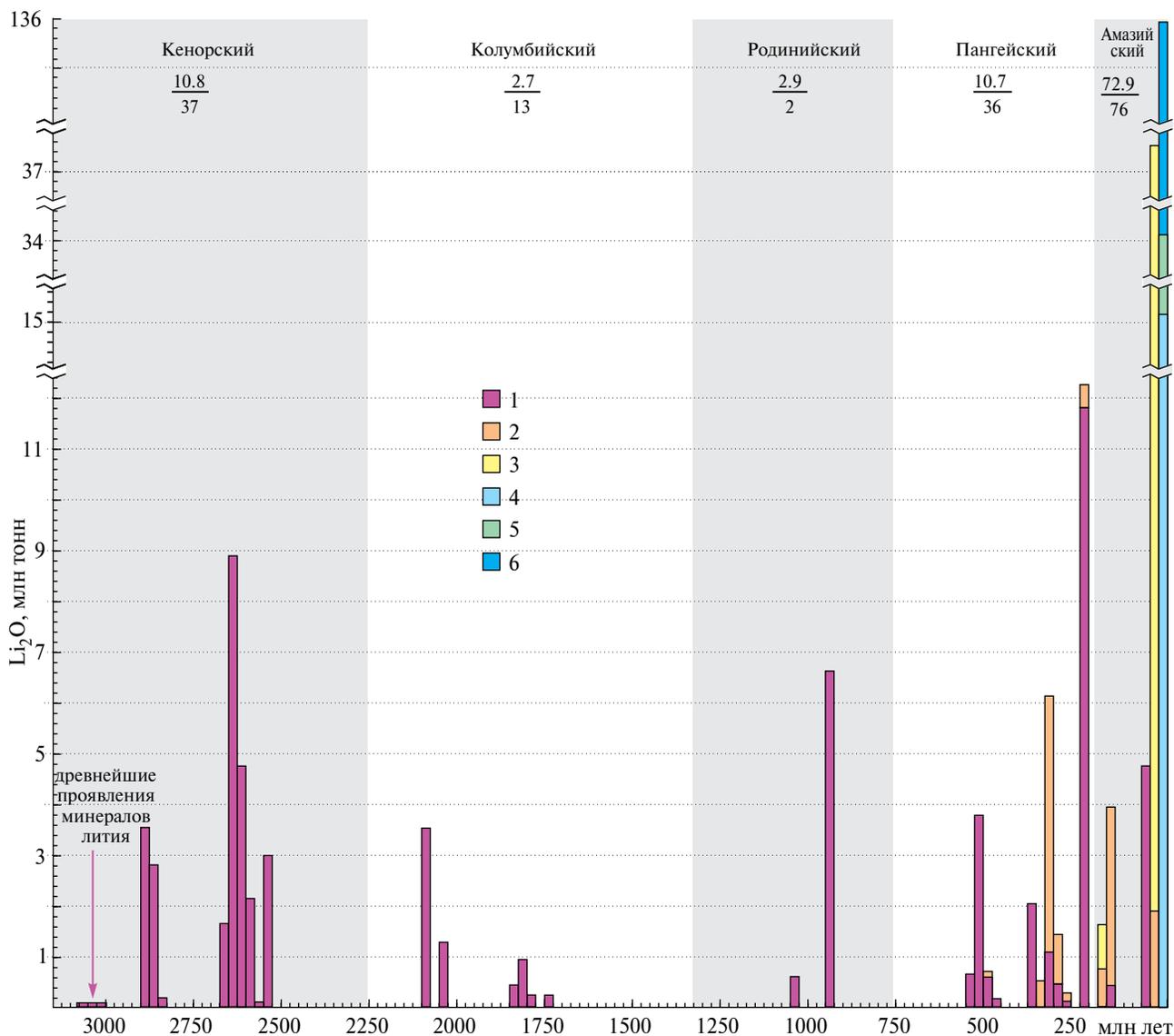
\*Дополнительные материалы размещены в электронном виде по адресу: <https://doi.org/10.31857/S0016777024060037>



**Фиг. 1.** Месторождения лития, вошедшие в анализируемую выборку. Условные обозначения: 1–5 — типы месторождений: 1 — пегматитовый, 2 — гранитный, 3 — глинистый, 4 — скарпный, 5 — геотермальный, 6 — нефтегазовых полей; 7–11 — суперконтинентальные циклы: 7 — кенорский, 8 — колумбийский, 9 — родинийский, 10 — пангейский, 11 — амазийский. Месторождения: 1 Пиллангура, 2 Воджина, 3 Арчер, 4 Пэйкатама, 5 Спарк, 6 Моблан, 7 Сеймур-Лэйк, 8 Нама-Крик, 9 Рут-Бэй, 10 Сепарейшн-Рэпидз, 11 Танко, 12 Лакорн, 13 Отье, 14 Кэглин-Вэлли, 15 Маунт-Айда, 16 Анна, 17 Болд-Хилл, 18 Манна, 19 Маунт-Мэрион, 20 Пионердоум-Норт, 21 Эрл-Грей, 22 Маунт-Кэглин, 23 Бикита, 24 Зулу, 25 Аркадия, 26 Сабн-Стар, 27 Колмозерское, 28 Полмостундровское, 29 Корветт CV5, 30 Хиден-Лэйк, 31 Рид-Лэйк — Хардинг-Лэйк, 32 Бигхилл-Лэйк, 33 Тор, 34 Вабуши, 35 Джеймс-Бэй, 36 Роуз, 37 Гринбушес, 38 Эвоя, 39 Бугуни, 40 Гуламина, 41 Надия—Станковатское, 42 Полоховское, 43 Вольга-Гранде, 44 Вишняковское, 45 Белореченское, 46 Гольцовое, 47 Уриковское, 48 Рапасаарет-Оутговеси, 49 Векуско-Лэйк, 50 Финнисс, 51 Камативи, 52 Маноно-Китотоло, 53 Кентича, 54 Юис, 55 Итинга, 56 Колина, 57 Тастыгское, 58 Вознесенское, 59 Тогайлэка, 60 Черривиль, 61 Холлман-Бим, 62 Кингз-Маунтин, 63 Архемела, 64 Залислорф, 65 Циновец — Циннвальд, 66 Эшассьер, 67 Альберта, 68 Барросу, 69 Сепела, 70 Лас-Навас, 71 Вальдефлорес, 72 Пламбаго-Норт, 73 Трелавур, 74 Ганхис, 75 Вайнебене, 76 Шавазсай, 77 Коктогай, 78 Цзяцзика, 79 Мужун, 80 Лицзятоу, 81 Елун-гоу, 82 Сэцэмулузу, 83 Дяньба, 84 Цзяда, 85 Байлуншань, 86 Сюэфанлин, 87 Чжаулун, 88 Алахинское, 89 Хухадел, 90 Ичунь, 91 Чжэнчун, 92 Дантянь, 93 Сикэнь, 94 Даган, 95 Суншуган, 96 Вэйласыто, 97 Орловское, 98 Завитинское, 99 Кестер, 100 Парун, 101 Шамакат, 102 Тагавлор, 103 Цюньзяган, 104 Фальяни, 105 Ялар, 106 Валево, 107 Лакер-Пасс, 108 Кингс-Вэлли, 109 Макдермитт-Норт, 110 Тонота, 111 Риолиг-Ридж, 112 Зевс, 113 Клэйтон-Вэлли, 114 Макджи, 115 Бонни-Клэр, 116 Форт-Кэйди, 117 Биг-Сэнди, 118 Бэйсин, 119 Сонора, 120 Силвер-Пик, 121 Серлз-Лейк, 122 Салар-де-Уюни, 123 Салар-де-Атакама, 124 Салар-де-Оларос, 125 Салар-де-Каучари, 126 Салар-дель-Ринкон, 127 Пастос-Грандес, 128 Салар-де-Посуэлос, 129 Салар-де-Льюльзальяко, 130 Сентенарио-Рагонес, 131 Салар-де-Рио-Гранде, 132 Саль-де-Лос-Анхелес, 133, Салар-дель-Омбре-Муэрто, 134 Канделас, 135 Качи, 136 Салар-де-Марикунга, 137, Трес-Кебралас, 138 Кушуй, 139 Лунмуцо, 140 Цзабуе, 141 Лагоцо, 142 Дансюнцо, 143 Илипин, 144 Си-Тайзиньайэр, 145 Дун-Тайзиньайэр, 146 Чэрхань, 147 Дачайдань, 148 Ортенау, 149 Ин-схайм—Ландау, 150 Таро—Кернер, 151 Флаггентурм, 152 Мангейм—Терезе, 153 Солтон-Си, 154 Тарумовское, 155 Смэкоувер-Ланзесс, 156 Смэкоувер-Тетра, 157 Башо, 158 Бордвок, 159 Пис-Ривер, 160 Прэари, 161 Мансур, 162 Вьюфилд, 163 Парадокс, 164 Ковыктинское.

активно обсуждается и многими специалистами оспаривается. В качестве альтернативы, лучше согласующейся с современными палеомагнитными и геологическими данными, выдвигается концепция суперкратонов – очень крупных континентальных массивов, консолидировавшихся в разные периоды с середины мезоархея до конца неархея и остававшихся на большей своей части стабильными к началу палеопротерозоя: Ваальбара, Сюперия, Зимгарн и Склавия/Нунавутия (Pesonen et al., 2021; Salminen et al., 2021; и ссылки там). Если это так, то все литиеносные

пегматитовые месторождения кенорского цикла образовались не на разных стадиях сборки единого суперконтинента, как ранее предполагалось (Tkachev, 2011), а возникли в посторогенные фазы становления нескольких архейских суперкратонов. Последние формировались в результате объединения сиалических блоков, сложенных преимущественно серогнейсовыми комплексами, посредством их сшивания гранит-зеленокаменными и гранит-зеленокаменно-сланцевыми поясами – главными аккреционно-коллизонными структурами той эпохи (Pesonen et al.,



**Фиг. 2.** Распределение ресурсов месторождений лития разных типов на оси геологического времени, разделенной на сегменты суперконтинентальных циклов. Интервал 0–25 млн лет удвоен по длине: в левой его части показаны ресурсы месторождений с твердыми рудами, в правой – ресурсы месторождений рассолов. Числа под названиями циклов: в числителе – доля месторождений соответствующего цикла в суммарных ресурсах всей выборки (%), в знаменателе – количество месторождений. Условные обозначения типов месторождений: 1 – пегматитовый, 2 – гранитный, 3 – глинистый, 4 – геотермальный, 5 – нефтегазовых полей, 6 – скарпный.

2021; Salminen et al., 2021). Все рудоносные пегматитовые поля локализованы в пределах или ближайшем обрамлении именно этих структур.

Пегматитовые месторождения лития ( $\pm$ Ta, Sn, Be, Cs, Rb, Nb) установлены во всех перечисленных суперкратонах. Если суммировать данные о ресурсах, учтенных в нашей выборке, то окажется, что 45.5% из них сосредоточено в месторождениях, связанных с консолидацией суперкратона Зимгарн. Статистика других суперкратонов: 24.2% – Ваальбара, 28.1% – Сюперия, 2.2% – Склавия. На структуры последнего суперкратона приходится наименьшие объемы геологоразведочных работ на литий в течение последнего полувека. Не исключено, что именно этим, хотя бы отчасти, объясняется столь малая доля Склавии в общем балансе ресурсов кенорского суперконтинентального или, с большей вероятностью, суперкратонного цикла.

#### *Колумбийский цикл (1.35–2.25 млрд лет)*

Второй по древности цикл также представлен в металлогении лития только пегматитовым типом (фиг. 1; фиг. 2). Имеющиеся геологические и геохронологические данные (Электронное приложение) указывают на то, что все месторождения цикла из анализируемой выборки образовались в орогенах среднего и позднего палеопротерозоя: в Эбурнейском поясе (Эвоая, Гуламина, Бугуни) их возраст близок к 2.09 млрд лет, Кировоградском (Полоховское, Надия-Станковатское) и Риу-дас-Мортес (Вольга-Гранде) – 2.03 млрд лет, Восточно-Саянском (Вишняковское, Гольцовое и др.) – 1.83–1.84 млрд лет, Свекофеннском (Рапасаарет-Оутовеси) и Трансгудзонском (Векуско-Лэйк) – 1.78–1.79 млрд лет, Пайн-Крик (Финнисс) – 1.73 млрд лет.

Согласно недавним палеорекострукциям, суперконтинент Колумбия (или Нуна – оба названия равноупотребимы в литературе) завершил свое формирование около 1.6 млрд лет назад (Elming et al., 2021; Li Z. et al., 2023). Все месторождения в выборке заметно старше этого возраста, т.е. они образовались не на финальной стадии консолидации суперконтинента, а в орогенах, спавших промежуточные континенты. Такими континентами были: Атлантика (пояса Эбурнейский и Риу-дас-Мортес – 56.7% от ресурсов месторождений цикла в выборке), Сарматия (Кировоградский – 15.6%), Сибирь (Восточно-Саянский – 20.6%), Фенноскандия (Свекофеннский – 1.8%), Лаврентия (Трансгудзонский – 1.8%) и Протоавстралия (Пайн-Крик – 3.5%). В данном цикле, в отличие от кенорского, имеется явная тенденция

к снижению продуктивности от ранних орогенических эпох к поздним (фиг. 2).

Колумбийский цикл в целом менее продуктивен на фоне всех прочих циклов: 13 месторождений заключают в себе только 2.7% ресурсов всей анализируемой выборки (табл. 2). По данному показателю он уступает остальным циклам, даже если исключить из сравнения месторождения в рассолах. И только по количеству месторождений он превосходит следующий родинийский цикл.

#### *Родинийский цикл (0.75–1.35 млрд лет)*

По типовому однообразию месторождений лития этот суперконтинентальный цикл идентичен кенорскому и колумбийскому (фиг. 1; фиг. 2; Электронное приложение). При этом он уступает всем циклам по общему количеству объектов в выборке: их всего два. Литиеносные пегматиты этого отрезка геологической эволюции локализованы в гренвилидах Центральной Африки: Камативи (1.04 млрд лет) в раннедокембрийском блоке Дете-Камативи, активизированном в конце мезопротерозоя при формировании Ирумидского пояса, и Манано-Китотоло (0.95) в Кибарском поясе (фиг. 1). Оба орогенных пояса возникли в одном регионе формировавшегося у границы мезопротерозоя и неопротерозоя суперконтинента Родиния. Здесь имела место двухэтапная коллизия нескольких древних континентов и микроконтинентов: Конго, Калахари, Танзания–Бангвеулу, Лурио (Li et al., 2008).

В данном цикле удивляет тот факт, что пока не известно не только месторождений, но даже и проявлений литиеносных пегматитов в его самом протяженном коллизионном поясе, который позднее был фрагментирован и сейчас представлен гренвилидами древних континентальных блоков Лаврентия, Балтика, Амазония и Рио-де-ла-Плата.

На данный момент по количеству ресурсов (2.9% от всей выборки) этот цикл немного превосходит только предшествующий колумбийский. Перспективы увеличения как дополнительных ресурсов, так и количества крупных месторождений лития родинийского цикла существуют. Однако они, по-видимому, ограничены все теми же Кибарским и Ирумидским поясами, а также поясом Намаква, где уже известно несколько мелких до средних по масштабу месторождений. Пояс Намаква был сформирован в обрамлении кратона Калахари при его коллизии с несколькими микроконтинентами (Li et al., 2008).

*Пангейский цикл (0.19–0.75 млрд лет)**Пегматитовый тип*

Этот цикл – древнейший, в котором месторождения лития представлены больше, чем одним типом: к пегматитовому добавился гранитный. Тем не менее накопление основной доли ресурсов в нем (73.1% в цикле или 7.8% от всей выборки) снова преопределили пегматиты (фиг. 2, табл. 2). Их месторождения, включенные в выборку, локализованы в орогенных поясах от раннепалеозойского до раннемезозойского возраста (млрд лет): Восточно-Африканском (Кентича) – 0.53, в Дамарском (Юис) и Арасуай (Итинга, Колина) – 0.50, в Южно-Сангиленском (Тастыгское) – 0.48, в поясе Алтынтаг (Тогайлэкэ) – 0.47, в Аппалачском – 0.35 и 0.30 (Кингз-Маунтин и др. и Пламбаго-Норт, соответственно), в Центрально-Иберийской зоне Вариссийского (Барросу и др.) – 0.31, в блоке Коралпе – фрагменте Вариссийского пояса, захваченного много позже Альпийским орогеном (Вайнебене) – 0.27, в Алтайском поясе (Коктогай) – 0.22, в поясах Сонпань–Ганьцзэ (Цзяцзика, Елунгоу, Данба и др.) и Западно-Куньлуньском (Байлуншань, Сюэфэнлин) – крупных сегментах Центрально-Китайского орогена – 0.20–0.21 (фиг. 1; Электронное приложение).

Из данных по возрастам этих месторождений следует, что они формировались импульсами на протяжении около 330 млн лет на разных стадиях поэтапной сборки Пангеи. Ранние импульсы имели место в орогенах, спаявших в кембрии (0.50–0.53 млрд лет) мегаконтинент Гондвана, а в ордовике (0.47–0.48 млрд лет) – Тувино-Монгольский и Тарим-Цайдамский миниконтиненты, включенные позднее в Центрально-Азиатский орогенный пояс (Domeier, 2018; Torsvik et al., 2021). Оцененные в них ресурсы составляют 17.6 и 3.9% от суммарных ресурсов в анализируемой выборке пегматитовых месторождений пангейского цикла. Месторождения периода 0.27–0.36 млрд лет (18.9% ресурсов) возникли в главную фазу формирования Пангеи в результате слияния Гондваны и Лавруссии (Torsvik et al., 2021). Наконец, импульс 0.20–0.22 млрд лет обусловлен завершающей фазой конфигурирования Пангеи, когда она приросла Восточно-Азиатским сегментом. Это событие сопровождалось обширным пегматитообразованием в Центрально-Китайском поясе и намного более локальным аналогичным процессом в уже стабилизированном к тому времени Алтайском сегменте Центрально-Азиатского пояса (Tang et

al., 2023). В выборке пегматитовых месторождений данного цикла с этим импульсом связано максимальное количество ресурсов (59.6%).

*Гранитный тип*

В пангейском цикле впервые появляются Li–F плюмазитовые граниты, представляющие практический интерес для добычи лития (фиг. 1; фиг. 2; табл. 2; Электронное приложение). Этот тип месторождений по внутрикоровому происхождению материнских магм, локализацией в орогенных поясах, минеральному и валовому химическому составу, в том числе и для элементов, определяющих рудоносность, имеет значительное сходство с редкометалльными пегматитами. Однако между ними есть и различия. Они проявлены в разном диапазоне регионального метаморфизма вмещающих пород, в морфологии пегматитов и интрузий Li–F гранитов, в формировании последних не только в коллизионных орогенах, но и в орогенах активных континентальных окраин. Кроме того, в разведанных ресурсах многих месторождений, связанных с Li–F гранитами, заметную роль, вплоть до исключительной, играет не только внутри-интрузивная минерализация, но и надинтрузивные грейзены и кварцевожильные системы. Структурно-текстурные особенности рудоносных зон также заметно отличают гранитный тип от пегматитового и дают основания для его выделения в классификации месторождений редких металлов (Солодов, 1980; Veus, 1982; Linnen, Cuneo, 2005).

Древнейшие проявления литиевой минерализации в виде слюд в связи с редкометалльными гранитами, возможно, формировались уже в колумбийском цикле (Veus, 1982) и, вне всякого сомнения, в родинийском цикле (Makutu et al., 2023, и ссылки там). Однако промышленные аккумуляции лития в них пока не установлены.

В выборке пангейского цикла 10 месторождений литиеносных руд данного типа. Их доля в суммарных ресурсах всей выборки составляет 2.9%. Самое древнее из них, Вознесенское (0.48 млрд лет), находится в Ханкайском блоке. Самая многочисленная популяция таких месторождений сформировалась в конце палеозоя в разных зонах Вариссийского пояса: Центрально-Иберийской (Архемела, Вальдефлорес), Центральном массиве (Эшассьер), Саксо-Тюрингской (Циновец–Циннвальд, Задисдорф) и Рено-Герцинской (Трелавур, Ганхис) (фиг. 1). Возраст большинства из них определен в интервале 0.31–0.32 млрд лет, а для месторождений Трелавур и Ганхис – 0.28 млрд лет. Месторождения

Шавазсай (0.26 млрд лет) в Тянь-Шаньском поясе и Алахинское (0.20 млрд лет) в Алтайском поясе – самые молодые в этом цикле (фиг. 2; Электронное приложение).

В месторождениях Вознесенском, Архемела, Вальдефлорес и Шавазсай оцененные руды находятся только в надинтрузивной зоне. Рудные тела в Задисдорфе есть и в верхней части гранитного тела и над ним. В остальных случаях все ресурсы сосредоточены в верхней части массивов Li–F гранитов. Алахинское месторождение выделяется на общем фоне своего типа: оно единственное, в котором основной баланс лития обеспечивается породообразующим сподуменом (Annikova et al., 2016), что намного более типично для пегматитов (табл. 1; Электронное приложение). Шавазсай – единственный объект во всей выборке с разведанными запасами литиевых руд, образование которых связано с внедрением тел онгонитов – субвулканических аналогов редкометалльных гранитов (Мамарозиков и др., 2012).

Таким образом, с ранней стадией пангейского цикла, отмеченной и в пегматитовом типе, связано только одно месторождение гранитного типа – Вознесенское, которое имеет наименьшую долю в общих ресурсах цикла (1.6%). Оно сформировалось в орогенном поясе Куунга–Пиньяра при консолидации мегаконтинента Гондвана, но в начале девона содержащий это месторождение блок Бурья–Цзямусы–Ханка откололся и долго мигрировал на север вплоть до рубежа триаса и юры, когда присоединился к практически уже сформированной Пангее (Yang et al., 2023).

Варисцийский пояс, спаявший в составе Пангеи мегаконтиненты Гондвана и Лавруссия (Torsvik et al., 2021), является самым продуктивным как по количеству месторождений (7), так и по их доле в суммарных ресурсах гранитного типа в пангейском цикле (90.5%). Месторождение Шавазсай (1.7%) возникло при консолидации Центрально-Азиатского орогенного сегмента Пангеи, а Алахинское (6.2%) – при активизации этого сегмента тектоническими процессами, связанными с финальной коллизией на Восточно-Азиатском фланге суперконтинента (Tang et al., 2023).

#### *Амазийский цикл (<0.19 млрд лет)*

Самый молодой суперконтинентальный цикл имеет особенности, которые затрудняют его по-настоящему корректное сравнение с остальными суперконтинентальными циклами.

Во-первых, в отличие от более ранних уже завершенных циклов, он еще далек от главных событий грядущих фаз становления суперконтинента, т.е. является неполным (Duarte et al., 2018). Во-вторых, сейчас доступны ресурсы лития в месторождениях, полные аналоги которых с большой вероятностью существовали и прежде, но не могли в принципе сохраниться из-за жидкого состояния литиеносной субстанции и относительной по геологическим меркам краткости благоприятных условий для их существования в данном конкретном регионе. Прежде всего, это относится к месторождениям в сalaraх и геотермальных рассолах, сроки существования которых, в лучших случаях, исчисляются 1–2 десятками миллионов лет. Например, все известные на настоящий момент месторождения сalarного типа возникли, согласно геологическим данным о возрастах вмещающих формаций, не раньше среднего неогена. В-третьих, все месторождения нефтегазовых полей, также представленные рассолами, но иного происхождения, чем в сalaraх и геотермах (табл. 1), рассмотрены среди амазийских. Между тем, очень вероятно, что часть из них изначально возникли не в позднем кайнозое, как это представлено на фиг. 2, а имеют очень растянутую в геологическом времени историю формирования, начинающуюся еще в палеозое или мезозое и продолжившуюся и в более позднее время (Huff, 2016). При этом авторам не известны объективные данные, позволяющие, как в случае с рудными месторождениями, более точно оценить время их возникновения в местах современной локализации. Кроме того, высокая миграционная способность гидрогеологических рассольных систем, откликающихся даже на небольшие тектонические подвижки во вмещающих блоках пород, дает основание предположить, что процесс формирования таких рассолов в некоторой степени продолжается и сейчас (Huff, 2016). Следовательно, мы можем рассматривать их как недавние при тех параметрах, что были определены во время проведения геологоразведочных работ. Этот подход и реализован в данной работе.

Приняв сделанные выше допущения, можно утверждать, что амазийский цикл является единственным, в котором металлогения лития представлена всеми типами месторождений с доказанной экономической привлекательностью и потому анализируемыми в нашем исследовании.

*Пегматитовый тип*

Пегматитовые месторождения с используемым в исследовании лимитом ресурсов являются в амазийском цикле самой малочисленной группой – их только пять. Они выявлены в двух орогенных поясах (фиг. 1; Электронное приложение): Монголо-Охотском (Завитинское, 0.13 млрд лет) и Гиндукуш–Гималайском (Цюнцзяган, Парун и др. – все 0.03 млрд лет). Оба пояса возникли при формировании современного континента Евразия: первый – при завершении коллизии основного тела континента с Амурско-Китайским мегаблоком, второй – вследствие присоединения Индии, отколовшегося фрагмента бывшей Гондваны (Deng et al., 2017; Zhou, Su, 2019). Доля типа в сумме ресурсов, относимых к амазийскому циклу, составляет только 2.8% или 2.1% от всей выборки.

*Гранитный тип*

Таких месторождений в выборке в амазийском цикле вдвое больше, чем пегматитовых (табл. 2), но их доля в разведанных ресурсах всех месторождений, относимых к этому циклу, не намного выше – 3.3% (2.4% от всей выборки). География их распространения также несколько шире, чем у пегматитовых. Самая многочисленная группа (Ичунь, Суншуган и др.) формировавшаяся в период 0.13–0.16 млрд лет, установлена в Южно-Китайском поясе (фиг. 1). В этом же промежутке (0.14 млрд лет) возникли месторождения Орловское и Вэйласыто в Монголо-Охотском и Большехинганском поясах, соответственно. Немного позже (0.12 млрд лет) образовалось месторождение Кестер в Верхоянском поясе. Самое молодое в этом ряду месторождение Фальчани (0.01 млрд лет) в Андийском поясе значительно отличается от остальных представителей своего типа: его руды представлены витрокластическими туфами и туфобрекчиями с онгонитовым химическим составом (Riordan et al., 2020). Таким образом, оно логически завершает фациальный ряд подтипов данного типа: редкометалльные граниты – онгониты – онгонитовые туфы и брекчии.

Все месторождения гранитного типа амазийского цикла формировались в орогенах, но в отличие от пангейского цикла, в основном в тыловых зонах активных континентальных окраин, а не в постколлизивной обстановке (Deng et al., 2017). Только месторождения Орловское и Кестер, как и их аналоги пангейского цикла, связаны с постколлизивным магматизмом (Абушкевич, Сырицо, 2007; Прокопьев и др., 2018).

*Глинистый тип*

Амазийский цикл пока является единственным, в котором к настоящему моменту установлены месторождения глинистого типа с характеристиками, подходящими для промышленного освоения в современных условиях (табл. 1; фиг. 1). В нашей выборке древнейшим месторождением данного типа (0.15 млрд лет) является Хух-Дел в Центрально-Азиатском орогенном поясе. Оно локализовано в межгорной депрессии с вулканогенно-осадочным разрезом заполняющих ее пород. Вулканизм имел место на территории, разделявшей Монголо-Охотский и Яньшаньский орогены в посторогенную фазу их становления (Dong et al., 2018). Судя по тому, что в этой же провинции выявлены и другие проявления литиевой минерализации глинистого типа с аналогичными условиями залегания рудных тел (Li et al., 2021), можно предположить, что рудообразующие процессы в ней происходили во многих местах приблизительно в одно время.

Множественность проявлений литиевой минерализации характерна и для двух других провинций, где к настоящему времени выявлены экономически привлекательные месторождения данного типа: миоценовой в Вардарской зоне Балкан (Ядар, Валево) и миоцен-плейстоценовой в провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки (Такер-Пасс, Риолит-Ридж, Сонора и др. – см. фиг. 1).

Почти на всех месторождениях данного типа литий связан с глинистыми минералами в виде сорбированного катиона, реже и меньше – в виде катиона, входящего в кристаллическую структуру этих минералов (табл. 1). Только на месторождении Ядар концентратом лития является ядарит – боросиликат лития, который был именно здесь открыт и пока нигде в мире вне этого региона не найден.

Месторождения на Балканах, как и юрский Хух-Дел, возникли в тектонических депрессиях на постколлизивной стадии развития своих регионов (Borojević Šoštarić, Brenko, 2023; Dong et al., 2018). Процессы рудообразования в самой продуктивной для глинистого типа в провинции Бассейнов и Хребтов (13 месторождений) протекали не в постколлизивной обстановке, а в тылу надсубдукционной части активной континентальной окраины, имеющей также проявления вулканизма над горячей точкой (Benson et al., 2023; Castor, Henry, 2020; Coffey et al., 2021). И именно в этой провинции наиболее ярко проявлена связь почти всех месторождений

с депрессиями, локализованными рядом с кальдерными структурами, вплоть до залегания внутри них (Castor, Henry, 2020; Coffey et al., 2021).

#### *Саларный тип*

Экономически интересные месторождения этого типа установлены только в трех провинциях: Бассейнов и Хребтов, Альтиплано и Тибетской (фиг. 1). Все они находятся в тыловых зонах современных орогенных систем: окраинно-континентальной (первые две) и коллизионной (последняя). Обязательной характеристикой таких провинций является также и аридный климат. Как показал анализ, проведенный с участием одного из авторов, указанные тектонические режимы создают предпосылки для поступления в приповерхностный слой значительных объемов лития и других сопутствующих компонентов с магматическими породами и флюидами на протяжении достаточно длительного периода, а аридный климат способствует их многоэтапному концентрированию в рассолах саларов (Романюк, Ткачев, 2010; Munk et al., 2016). Эти бессточные озера ежегодно частично или полностью пересыхают в сухой сезон, а иногда имеют сухую поверхность и круглогодично. Основной интерес обычно представляют рассолы, находящиеся в поровом пространстве их донных отложений, состоящих из эвапоритов и обломочных пород. Именно этим рассолам свойственны максимальные концентрации лития при минимальных сезонных колебаниях. Все месторождения очень молодые: известные сейчас литиеносные озера в американских провинциях возникли не раньше миоцена, а в китайской – не раньше плиоцена, но вероятнее всего – в плейстоцене (Романюк, Ткачев, 2010 и ссылки там).

Из 28 месторождений выборки в саларах 16 находятся в провинции Альтиплано (фиг. 1). Ее часто именуют Литиевым треугольником: 79.7% суммарных ресурсов этого типа или 32.2% от суммы всех ресурсов в анализируемой выборке выявлены именно здесь, что делает ее крупнейшей в мире литиеносной провинцией. Тибетская провинция представлена 10 объектами, имеющими долю 19.8% от ресурсов своего типа. В провинции Бассейнов и Хребтов только 2 месторождения с очень небольшой долей 0.5%.

#### *Геотермальный тип*

Месторождения глубоко циркулирующих геотермальных рассолов – не самый массовый, но уже вполне привычный в ряде стран источник тепловой и электрической энергии. В некоторых

из этих геотермальных систем установлены повышенные концентрации лития, которые представляют дополнительный практический интерес. Количество таких месторождений, где геологоразведочными работами определены экономически привлекательные ресурсы лития пока еще невелико: удалось собрать сведения только для семи (фиг. 1; Электронное приложение). Все они локализованы в депрессионных структурах с активной неотектоникой, возникших в связи с формированием современных орогенных систем: коллизионными Альпийской (Ортену и др. в Верхнерейнском рифте) и Кавказской (Тарумовское на востоке Предкавказского прогиба), а также окраинно-континентальной Кордильерской (Солтон-Си в одноименном трого в зоне разлома Сан-Андреас) (Юдин, 2008; Brothers et al., 2009; Dèzes et al., 2004). Доля разведанных ресурсов лития в этих месторождениях составляет 6.0% от всех ресурсов выборки или 11.2% от ресурсов в месторождениях всех рассольных типов (табл. 2).

#### *Нефтегазовых полей тип*

Из всех рассматриваемых типов месторождений этот тип – единственный, представители которого локализованы не в орогенных структурах, а в осадочных чехлах древних платформ (табл. 1). С наибольшей вероятностью основой таких месторождений стали захороненные эвапоритизированные морские воды, диагенные растворы, меньше – метеорные воды (Alexeev et al., 2020; Huff, 2016; и ссылки там). Смешиваясь, они формировали рассолы, которые могли многократно и длительно обогащаться как в отношении состава растворенных элементов, так и их концентраций, мигрируя во вмещающих породах, представленных эвапоритовыми и терригенными формациями. К настоящему времени 99% всех разведанных ресурсов данного типа сосредоточены в месторождениях четырех осадочных бассейнов Северо-Американской платформы: Западно-Канадском, Уиллистон, Парадокс и Арканзас-Стейтлайн (фиг. 1). Остаток приходится на Ковыктинское месторождение Ангаро-Ленского бассейна Сибирской платформы. Однако общий прогнозный потенциал Сибирской платформы практически не уступает ресурсам Северо-Американской платформы (Alexeev et al., 2020). По аналогии можно ожидать наличие подобных рассолов в нефтегазовых бассейнах древних платформ Африки и Южной Америки, но авторам не известны такие данные. В сумме доля месторождений этого типа оставляет 7.4% в общем разведанном балансе и 10.2% в амазийском цикле (табл. 2).

## СТЕПЕНЬ ПРОМЫШЛЕННОГО ОСВОЕНИЯ И КАЧЕСТВЕННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЙ РАЗНЫХ ТИПОВ И ЦИКЛОВ

### *Пегматитовый тип*

Выше было указано, что в последние годы месторождения с твердыми рудами вновь вернули себе первенство в объеме производства после многолетнего периода, когда лидировал саларный тип. При этом самую главную роль в добыче лития играют именно пегматитовые месторождения: они обеспечивают не менее 90% производства литиевых продуктов, получаемых из твердых руд.

Из 37 пегматитовых месторождений выборки *кенорского цикла* 12 активно эксплуатируются с извлечением лития, являющегося в них главным или, реже, одним из главных компонентов (Электронное приложение). Только два рудника (Бикита, Гринбушес) служат этой цели почти непрерывно на протяжении нескольких десятилетий, на двух месторождениях (Танко, Лакорн) добыча литиевых руд была недавно возобновлена после долгого перерыва, а остальные восемь (Пилгангура, Маунт-Мэрион, Зулу и др.) стали промышленным источником этого элемента только в последнее десятилетие. Еще три месторождения, Сепарейшн-Рэпидз, Кэтлин-Вэлли и Саби-Стар, обустраиваются для начала добычи в ближайшие пару лет.

Суммарные ресурсы этих рудников в стадии эксплуатации и предэксплуатации превышают 70% от всех оцененных ресурсов кенорского цикла (табл. 3). Средневзвешенное содержание  $\text{Li}_2\text{O}$  в их рудах (1.46%) немного выше среднего по циклу (1.42%) и заметно превышает аналогичный показатель в пока неэксплуатируемых месторождениях (1.27%). Это свидетельствует о первоочередном интересе горнорудных компаний к объектам с крупными ресурсами и, по возможности, с более высокими содержаниями лития. Однако и к неэксплуатируемым еще месторождениям кенорского цикла проявляется большой интерес: почти на всех из них в последние годы велись геологоразведочные работы. В полной мере это относится и к двум российским месторождениям архейского возраста, Колмозерскому и Полмостундровскому, где сейчас проводится дополнительное разведочное бурение, предварительные результаты которого позволяют предполагать увеличение и ранее

подсчитанных запасов, и средних содержаний лития в них.

Из всех месторождений *колумбийского цикла* длительный период эксплуатируется только Вольта-Гранде. Многие годы главным компонентом добываемых руд был Та с попутными Sn и Nb. Однако в последнее десятилетие среди извлекаемых компонентов появился Li, и на него сразу был смещен основной экономический акцент. В 2023 г. была произведена первая промышленная партия сподуменового концентрата на руднике Грантс в проекте Финнисс. В активной предэксплуатационной стадии находятся Гуламина (42.9% ресурсов в выборке цикла при самом высоком среднем содержании  $\text{Li}_2\text{O}$  в ней – 1.37%) и Рапасаарет-Оутовеси (лучшие инфраструктурные условия для эксплуатации). В целом, ресурсы этих четырех предприятий составляют более половины всех оцененных ресурсов колумбийского цикла при среднем содержании 1.33%, что немного выше среднего значения по циклу (табл. 3). Таким образом, как и в кенорском цикле, здесь прослеживается тенденция (но не правило) к первоочередному освоению более крупных и богатых месторождений.

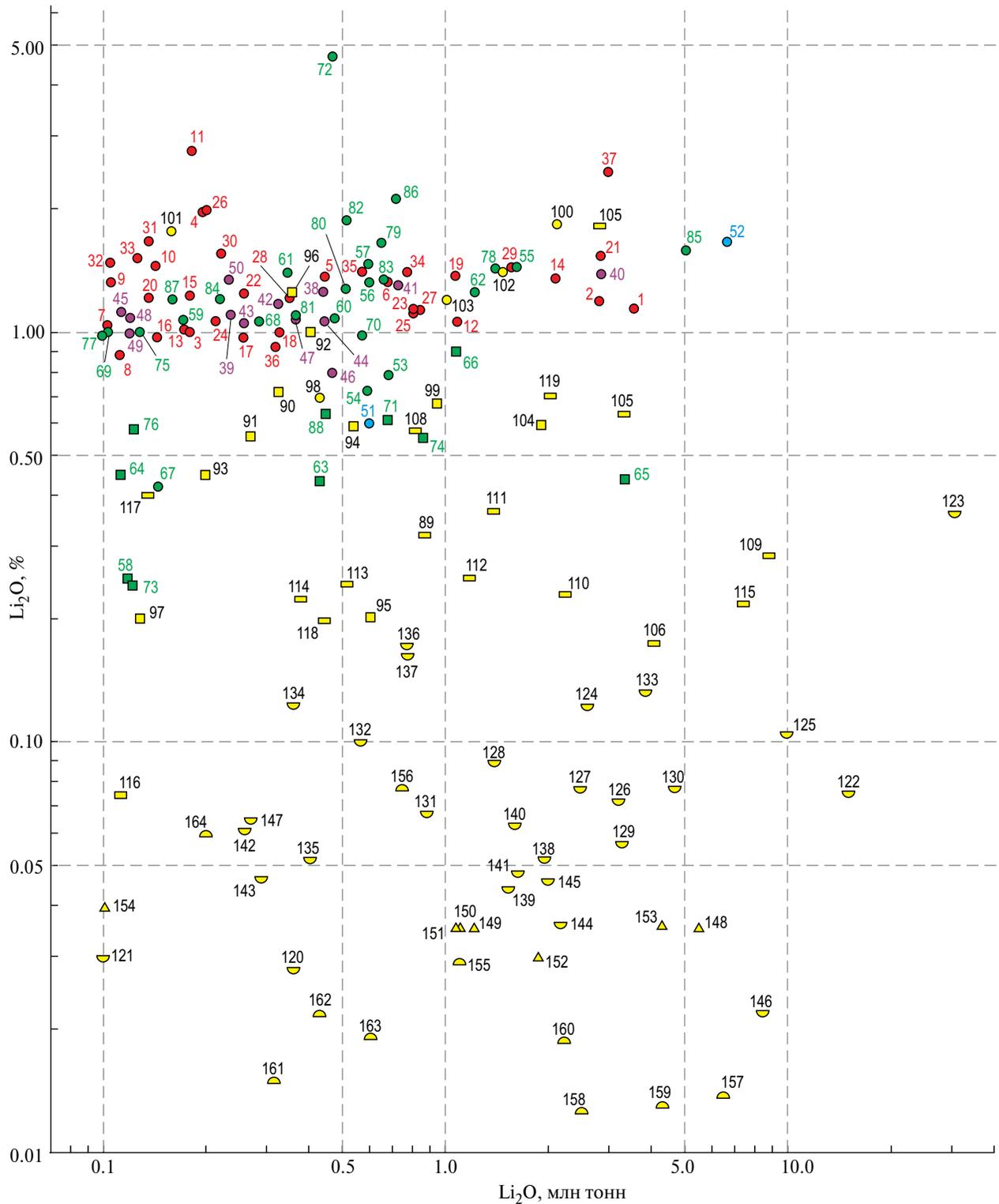
Активные буровые работы в последние годы также велись на Эвоая, Бугуни, Векуско-Лэйк. Остальные месторождения были разведаны еще в прошлом веке, но по разным причинам пока не имеют инвесторов для продолжения работ.

Российские месторождения Восточно-Саянской провинции имеют средние содержания лития в рудах немного ниже среднего значения этого параметра как для типа в данном цикле, так и средних значений для архейских месторождений Кольской провинции, намечаемых к освоению в ближайшие годы (фиг. 3; табл. 3). Также они проигрывают последним и в инфраструктурном аспекте. Тем не менее, по качественным и количественным характеристикам руд они не уступают, например, эксплуатируемому месторождению Вольта-Гранде или подготавливаемому к освоению месторождению Рапасаарет-Оутовеси. Поэтому, если внутренний спрос на литий в России будет быстро увеличиваться, то не исключено появление практического интереса и к месторождениям Восточно-Саянской провинции. Прежде всего, это относится к месторождениям Гольцовое, Белореченское и Урикское в ее юго-восточной части, т.к. они содержат основные ресурсы в пегматитовых телах, выходящих на поверхность. На Вишняковском месторождении на северо-западе провинции (фиг. 3)

**Таблица 3.** Сравнение средних качественных параметров руд месторождений лития в разных типах и супер-континентальных циклах

Пара-метры <sup>1</sup>	Циклы					Все циклы
	Кенорский (>2.25)	Колумбийский (1.35–2.25)	Родинийский (0.75–1.35)	Пангейский (0.19–0.75)	Амазийский (<0.19)	
Пегматитовый тип (P)						
C	<u>0.88–2.76</u> 1.42	<u>0.79–1.37</u> 1.23	<u>0.60–1.65</u> 1.56	<u>0.42–4.68</u> 1.37 <sup>2</sup>	<u>0.71–1.83</u> 1.49	<u>0.42–4.68</u> 1.44
E	15 / 71.3	4 / 52.0	–	10 / 45.2	1 / 8.3	30 / 48.6
C <sub>E</sub>	<u>0.97–2.45</u> 1.46	<u>1.05–1.37</u> 1.33	–	<u>0.73–1.48</u> 1.29	<u>0.71</u> 0.71	<u>0.71–2.45</u> 1.40
Гранитный тип (G)						
C	–	–	–	<u>0.24–0.90</u> 0.54	<u>0.20–1.25</u> 0.59	<u>0.20–1.25</u> 0.56
E	–	–	–	–	2 / 21.4	2 / 9.8
C <sub>E</sub>	–	–	–	–	<u>0.42–0.58</u> 0.49	<u>0.42–0.58</u> 0.49
Глинистый тип (C)						
C	–	–	–	–	<u>0.072–1.80</u> <sup>3</sup> 0.44	<u>0.072–1.80</u> 0.44
E	–	–	–	–	3 / 18.7	3 / 18.7
C <sub>E</sub>	–	–	–	–	<u>0.38–0.70</u> 0.60	<u>0.38–0.70</u> 0.60
Саларный тип (S)						
C	–	–	–	–	<u>0.02–0.36</u> <sup>4</sup> 0.16	<u>0.02–0.36</u> <sup>4</sup> 0.16
E	–	–	–	–	16 / 83.3	16 / 83.3
C <sub>E</sub>	–	–	–	–	<u>0.02–0.36</u> 0.18	<u>0.02–0.36</u> 0.18
Геотермальный тип (GT)						
C	–	–	–	–	<u>0.03–0.04</u> 0.035	<u>0.03–0.04</u> 0.035
E	–	–	–	–	2 / 15.3	2 / 15.3
C <sub>E</sub>	–	–	–	–	<u>0.035</u> 0.035	<u>0.035</u> 0.035
Нефтегазовых полей тип (OG)						
C	–	–	–	–	<u>0.013–0.078</u> 0.018	<u>0.013–0.078</u> 0.018
E	–	–	–	–	1 / 5.8	1 / 5.8
C <sub>E</sub>	–	–	–	–	<u>0.029</u> 0.029	<u>0.029</u> 0.029

Примечание. <sup>1</sup> C – интервал средних содержаний в месторождениях в числителе, средневзвешенное значение содержаний в знаменателе (% Li<sub>2</sub>O); E – количество месторождений, где производство лития в промышленных масштабах осуществлялось когда-либо в течение последних 50 лет, или оно осуществляется в настоящее время, или уже строится эксплуатационный комплекс / доля этих месторождений (%) от оцененных ресурсов всех месторождений данного типа в данном цикле; C<sub>E</sub> – аналогично C, но только для месторождений из категории E; <sup>2</sup> значение 4.68% месторождения Плюмбаго-Норт (фиг. 3) исключено из подсчета средневзвешенного содержания из-за сомнений в корректности его вычисления: это беспрецедентно аномальное среднее значение в предварительно оцененном объекте (Simmons et al., 2020) без возможности проверки из-за отсутствия технического доклада в общем доступе; <sup>3</sup> для собственно глинистого подтипа, т.е. без ядаритового подтипа, максимальное значение – 0.63%, а средневзвешенное – 0.33%; <sup>4</sup> максимальное значение без гиганта Салар-де-Атакама – 0.12%, а средневзвешенное – 0.075%.



**Фиг. 3.** Оцененные геологоразведочными работами запасы/ресурсы и средние содержания  $\text{Li}_2\text{O}$  в месторождениях выборки, использованные для анализа. Логарифмическая шкала по двум осям. Условные обозначения и номера месторождений идентичны фиг. 1.

основной интерес на литий представляют руды петалит-сподуменового и сподуменового состава. Они сосредоточены в двух нижних предварительно оцененных свитах жил, которые залегают намного глубже, чем выходящая на поверхность и детально разведанная верхняя свита с богатыми танталовыми рудами, но с бедной литиевой минерализацией эвкриптит-петалитового состава (Линде и др., 2000).

Оба месторождения *родинийского цикла* в анализируемой выборке длительно эксплуатировались в прошлом, но никогда не отрабатывались на литий. На месторождении Манонно–Китотоло более шестидесяти лет с переменной интенсивностью добывали касситерит и тантало-ниобаты из мощной (до 100 м) коры выветривания. Активные геологоразведочные буровые работы на литий были начаты менее десяти лет назад. Уже сейчас это крупнейшее в мире разведанное месторождение лития пегматитового типа, причем с более высоким средним содержанием  $\text{Li}_2\text{O}$  (1.65%), чем это определено для типа в целом (фиг. 3, табл. 3). Однако реальный масштаб месторождения, несомненно, еще больше: из нескольких пегматитов с подтвержденной литиевой рудоносностью в данном проекте пока оценено только одно тело (Рош-Дюр в сегменте Китотоло), причем не самое крупное и не по всему его простиранию разведанное (AVZ Minerals Ltd., 2020). Прогнозные оценки специалистов, осуществляющих работы, указывают на то, что после полного комплекса геологоразведочных работ суммарные ресурсы всего месторождения должны быть как минимум в 2.5 раза больше уже подтвержденных бурением.

Масштаб ресурсов и содержание лития на месторождении Камативи много меньше (фиг. 3). Тем не менее и оно – объект активных геологоразведочных работ. Из сведений, публично предоставляемых компаниями, владеющими правами на эти месторождения, следует, что параллельно ведутся проектные работы для будущего строительства предприятий, производящих сподуменовый концентрат. Впрочем, ввод их в строй в ближайшие три года маловероятен.

Среди пегматитовых месторождений *пангейского цикла* в фазе активной эксплуатации с извлечением лития находятся Цзяцзика (крупнейший производитель сподуменового концентрата в Китае), Елунгоу, Данба и два участка (Кашуэйра, Шуша) на западе пегматитового поля Итинга из восьми разведанных там к настоящему времени.

В XX в. многие десятилетия эксплуатировались на литий и другие редкие металлы месторождения Коктогай, Кингс-Маунтин и Холман-Бим. Сейчас рудники законсервированы, но на двух последних недавно проведены дополнительные геологоразведочные работы с позитивными для восстановления добычи результатами.

Рудник Юис на протяжении уже целого века с переменной интенсивностью и некоторыми перерывами производит касситеритовый концентрат. После нескольких лет комплексных геологоразведочных и технологических работ здесь недавно также начали получать петалитовый концентрат, который, как ожидается, станет главным продуктом предприятия на обозримую перспективу (Andrada..., 2023). Другой африканский рудник, Кентича, более 30 лет извлекал танталониобаты из коры выветривания. После остановки этого производства была проведена разведка той части пегматитового тела, которая не захвачена корой выветривания: оцененные здесь ресурсы по среднему содержанию и количеству  $\text{Li}_2\text{O}$  оказались сопоставимы с текущими аналогичными характеристиками месторождения Юис, но при другом, сподуменовом, составе руды (фиг. 3; петалит). Начало освоения этой части месторождения ожидается в 2024 г. Однако, судя по сообщениям в бизнес-прессе, имеется серьезный спор о легитимности лицензии на добычу между владеющей ею компанией и правительственными структурами Эфиопии, что может задержать процесс на неопределенное время.

Месторождение Лицзягоу – в стадии начального освоения. Остальные пегматитовые месторождения выборки пангейского цикла были пока только оценены с разной степенью детальности геологоразведочными работами, и многие из них еще продолжают разведываться. Недавно было лицензировано Тастыгское месторождение в Республике Тыва, однако начало его эксплуатации трудно ожидать раньше, чем через несколько лет.

Перечисленные выше эксплуатировавшиеся, эксплуатируемые и подготавливаемые к эксплуатации в ближайшие 1–2 года пегматитовые месторождения заключают в себе 45.2% ресурсов данного типа в цикле (табл. 3), т.е. немного больше своей доли в количестве месторождений (10 из 26 или 38.5%). В отличие от кенорского и колумбийского циклов, среднее содержание лития в эксплуатируемых запасах немного ниже, чем в среднем по выборке цикла: 1.29 против 1.37%

$\text{Li}_2\text{O}$ . Объяснение кроется в том, что все месторождения, “тянущие” показатель среднего содержания вверх (Байлуншань и др. – см. фиг. 3), выявлены только в последнее десятилетие и еще даже не до конца разведаны. При этом Байлуншань является крупнейшим месторождением в обсуждаемом цикле и содержит четверть всех ресурсов лития, оцененных в пегматитах этого периода.

Среди пегматитовых месторождений *амазийского* цикла только на Завитинском имела место добыча литиевых руд. Здесь они относительно бедные для своего типа (табл. 3; фиг. 3), но рудник находится в районе с хорошей инфраструктурой. Сейчас он на консервации, хотя половина изначально разведанных запасов еще не извлечена. В принципе, в мире есть пример рентабельной в современных условиях эксплуатации пегматитового месторождения со столь же бедными первичными рудами – Юис. Кроме того, есть информация о практическом интересе к добычным отвалам Завитинского месторождения, на которых уже проводятся геологоразведочные работы и начато предварительное проектирование предприятия по их утилизации (Похиленко и др., 2023).

Месторождения Гиндукуш–Гималайского пояса содержат руды со средними содержаниями в 1.8–2.6 раза более высокими, чем в Завитинском (фиг. 3), что даже выше, чем в среднем по пегматитовому типу в целом. Все они находятся в высокогорных районах с плохо развитой инфраструктурой. Кроме того, для месторождений Афганистана негативным фактором для перспектив освоения служит политическая нестабильность в стране. Причем они оценены только предварительно в своих приповерхностных частях и нуждаются в более детальной разведке (Стажило–Алексеев, 2012; Zhao et al., 2021). Очень трудно ожидать их освоения в ближайшие годы.

#### *Гранитный тип*

Кроме месторождений Алахинского и Шавазсай, остальные представители гранитного типа из *пангейского* цикла имеют эксплуатационную историю, иногда – многовековую. Первичные руды были продуктивны для извлечения Sn и W или Zn и флюорита, а коры выветривания стали источником каолина. Сейчас эти рудники, кроме каолиновых, законсервированы. Литий в них не был предметом коммерческого интереса за единственным исключением: в первой половине XX в. на месторождении Циннвальд

попутно с извлечением касситерита периодически производили слюдяной литиевый концентрат, но объемы были небольшими – <1 тыс. т  $\text{Li}_2\text{O}$  за все время (Kuhn, Schultheis, 2022).

В последнее десятилетие на всех европейских месторождениях гранитного типа велись (на некоторых продолжаются и сейчас) целенаправленные геологоразведочные работы для оценки общих ресурсов и промышленных запасов лития. В технических докладах по этим проектам декларируется рентабельность вероятных будущих рудников, но пока строительство ни одного из них не начато.

Из месторождений гранитного типа, образовавшихся в *амазийском* цикле, эксплуатируются два. Рудник Ичунь существует уже почти полвека и все это время производит редкометалльные концентраты, в том числе и слюдяной литиевый. Это предприятие – старейшее из действующих в Китае с таким производством и все еще одно из крупнейших. Месторождение Даган многие годы отрабатывалось на керамическое сырье, но в последнее время стало выпускать и слюдяной литиевый концентрат. Суммарные ресурсы этих двух эксплуатируемых на литий месторождений составляет 21.4% от ресурсов месторождений данного типа в *амазийском* цикле и 9.8% от всех ресурсов гранитного типа в выборке (табл. 3). Средневзвешенное содержание лития в них немного ниже, чем по типу в целом (табл. 3), но в этом аспекте важно помнить, что в обоих случаях литиевый концентрат – попутный продукт.

Космоснимки региона, в котором находятся месторождения Ичунь и Даган, указывают на то, что эксплуатируются и остальные месторождения Южно-Китайского пояса из нашей выборки. Поскольку геологоразведочные работы на литий там тоже были проведены, то не исключено, что кроме керамического сырья эти рудники выпускают и литиевые концентраты. Однако авторы не имеют достоверных данных об этом.

Эксплуатационную историю, но без связи с литиевой проблематикой, имеют еще два объекта. Месторождения Кестер и Орловское прежде отрабатывались на Sn, а Орловское также и на Ta–Nb. Сейчас они законсервированы. Остальные месторождения гранитного типа в *амазийском* цикле активно разведывались в последнее десятилетие или все еще разведываются, но о конкретных планах их отработки в ближайшие годы сведений в общем доступе нет.

### *Глинистый тип*

История промышленного освоения таких месторождений для получения лития находится вблизи нулевой отметки. Геологоразведочные работы на них начали проводить только в XXI в., и ни одно из этих месторождений еще не стало объектом полномасштабной эксплуатации. На месторождениях Такер-Пасс, Сонора и Риолит-Ридж, представляющих собственно глинистый подтип, ведется опытная малообъемная добыча, но на первых двух уже строятся промышленные добычные и перерабатывающие комплексы. Средние содержания в их рудах выше среднего по подтипу (фиг. 3; табл. 3).

На месторождении Ядар – единственном представителе ядаритового подтипа, был завершен полный комплекс геологоразведочных работ с подсчетом запасов и составлением проекта эксплуатационного комплекса. Однако полученная компанией лицензия была отозвана из-за протестов местного населения, опасавшегося негативных экологических последствий. Поэтому перспективы освоения этого очень крупного месторождения с высокими содержаниями лития (фиг. 3) пока не ясны.

Изученность остальных месторождений глинистого типа находится на уровне геологоразведочных работ разных стадий, преимущественно ранних.

### *Саларный тип*

Впервые промышленное производство литиевых продуктов из саларных рассолов, хотя и не большое по современным меркам, было организовано в США на месторождении Серлз-Лэйк накануне Второй мировой войны (Anstett et al., 1990). Однако до последней четверти XX в. значение типа в сумме добываемого сырья было очень скромным. Оно стало быстро расти после открытия и введения в эксплуатацию более богатых и крупных месторождений Литиевого треугольника. К рубежу XX и XXI вв. на месторождения типа приходилось более половины мировой добычи, а в последующие годы эта доля иногда достигала 2/3. Тенденция изменилась с 2017 г., когда Австралия кратно увеличила и продолжает увеличивать производство минеральных концентратов (преимущественно сподуменовых) на своих пегматитовых месторождениях (Jaskula, 2022). Тем не менее значение саларного типа не опускается ниже 1/3 мировой добычи (Jaskula, 2023). Более того, появилось много сообщений (бизнес-пресса, сайты производителей) о намерениях

добывающих компаний расширить производство как на имеющихся предприятиях, так и на новых объектах в двух главных для данного типа провинциях. Особенно этому должно способствовать все более широкое внедрение технологий прямого извлечения лития (direct lithium extraction – DLE), позволяющих использовать рассолы с неблагоприятным для традиционного метода поэтапного выпаривания химическим составом и к тому же значительно сокращающих по времени производственный цикл (Liu et al., 2023).

В настоящее время полномасштабно разрабатываются 13 месторождений, которые включают в себе 63.1% всех ресурсов данного типа в анализируемой выборке при средневзвешенном содержании 0.213% Li<sub>2</sub>O (табл. 3; фиг. 3). Эта категория включает и крупнейшее в мире (среди всех типов) месторождение Салар-де-Атакама с самыми богатыми и благоприятными для использования даже традиционных технологий рассолами (фиг. 3). Еще 3 месторождения находятся в начальной стадии промышленного освоения (Электронное приложение). Их доля в ресурсах типа 20.2%, а средневзвешенное содержание Li<sub>2</sub>O только 0.079%. В ресурсах оставшихся неэксплуатируемых пока объектов средневзвешенное содержание 0.072% Li<sub>2</sub>O (фиг. 3; Электронное приложение).

Таким образом, большинство месторождений саларного типа, включая самые богатые и крупные, уже вовлечены или вводятся в промышленное производство литиевых продуктов. Оставшийся ресурсный фонд заметно беднее. Тем не менее и на таких объектах в последние годы велись активные геологоразведочные работы, т.к. прогнозируемое увеличение потребления литиевых продуктов, соответствующая динамика цен, использование технологий DLE и опыт эксплуатации похожих месторождений позволяет также их рассматривать как потенциально промышленные. Кроме того, нельзя не отметить, что прогнозный потенциал данного типа месторождений исчерпан в наибольшей степени среди всех типов месторождений из-за сильно ограниченных условий для локализации и простоты их обнаружения на поверхности. Заметное увеличение количества новых объектов в будущем вряд ли возможно.

### *Геотермальный тип*

Промышленное значение месторождений геотермального типа пока ничтожно мало. Однако со временем это должно измениться, даже несмотря на то что средние содержания Li<sub>2</sub>O

в геотермальных рассолах анализируемой выборки достаточно низкие: 0.03–0.04% (фиг. 3; табл. 3). По этому показателю они близки самым бедным месторождениям саларного типа (фиг. 3), рентабельная эксплуатация которых наиболее вероятна при использовании технологий DLE. Такого типа технологии являются единственным вариантом и для всех геотермальных рассолов. При этом следует заметить, что их доставка на поверхность полностью окупается уже на первой стадии утилизации за счет получения энергии.

На данный момент построен только один завод по получению литиевых продуктов на основе геотермальных рассолов. Его сырьевой базой служат месторождения Верхнерейнского рифта (Vulcan..., 2023). Выход этого производства на полную мощность планируется в течение ближайших двух лет. Ожидаемая высокая результативность реализации проекта как в экономическом, так и экологическом аспектах, станет хорошим стимулом для освоения уже известных и разведки новых месторождений данного типа в мире. Вместе с тем, они вряд ли когда-либо станут доминирующими в производстве литиевой продукции, т.к. на таких месторождениях все процессы лимитированы объемами добычи для получения энергии и техническими возможностями для обратной закачки отработанных рассолов в недра.

#### *Нефтегазовых полей тип*

Месторождения рассолов нефтегазовых полей вышли на орбиту практического интереса приблизительно в одно время с геотермальными месторождениями. Промышленное извлечение лития из них на данный момент также связывают исключительно с развитием технологий DLE. Последние три года действует опытно-промышленное производство карбоната и гидроксида лития из рассолов месторождения Смэкоувер-Ланзесс. Эти рассолы поступают после извлечения из них брома — главного продукта предприятия, работающего здесь уже более полувека. Полномасштабное производство литиевых продуктов запланировано на 2026 г. (Brush et al., 2023). На соседнем месторождении Смэкоувер-Тетра концентрация брома ниже рентабельных значений, а содержание лития, наоборот, в 2.5 раз выше, чем в Смэкоувер-Ланзесс (0.079 против 0.031%  $\text{Li}_2\text{O}$ ) (фиг. 3). Начало его эксплуатации предварительно запланировано на 2027–2028 гг. (Gay et al., 2023). Оба эти месторождения содержат самые высокие концентрации лития

в месторождениях данного типа в Северной Америке.

Сопоставимое среднее содержание (0.059%) установлено в разведываемых рассолах Ковыктинского месторождения на Сибирской платформе (фиг. 3), которые также намечаются к освоению, но реальные сроки этого нигде не обнаружены.

Месторождения бассейнов Парадокс, Уиллистон и Западно-Канадского имеют рассолы еще менее богатые литием: в среднем 0.013–0.022%  $\text{Li}_2\text{O}$ . Геологоразведочные работы здесь продолжаются, а их эксплуатационные перспективы пока четко не определены.

### ОБСУЖДЕНИЕ

Полученная картина распределения разведанных ресурсов лития демонстрирует реально зафиксированную в земной коре историю их формирования. Эти сведения не дают прямого ответа о причинах всей сложившейся ситуации, но позволяют в совокупности с некоторыми другими геологическими данными сделать предположения о связях элементов этой картины с разными аспектами эволюционных процессов в литосфере.

Прежде всего, обращает на себя внимание крайне неравномерное распределение в геологическом времени месторождений лития и явные различия как в количестве доступных ресурсов в месторождениях разных суперконтинентальных циклов, так и в спектре типов месторождений, принимавших участие в формировании ресурсов в этих циклах. Особенно четко это видно на примере пегматитового типа, который проявился во всех циклах. Причем, в трех древнейших циклах это единственный тип месторождений лития.

Отмеченное выше появление первых пегматитов LCT-типа с литиевой минерализацией ок. 3.1 млрд лет назад отвечает тому периоду, когда на Земле, согласно и геологическим данным, и модельным построениям, начался переход от доминирующей плюм-тектоники в стагнированной земной коре (т.н. plume-lid tectonics) к плейт-тектонике (Cawood et al., 2022). Это имело место, когда относительно крупные сиалические массивы с оформившимися глубокими литосферными корнями уже получили значительное распространение и все чаще начинали взаимодействовать с океанической корой посредством субдукционного механизма.

В терминальной фазе он мог приводить сиалические блоки к взаимодействию коллизионного типа. Эти же явления способствовали появлению на континентальной коре протяженных высоких форм рельефа (горных хребтов), их эрозии и накоплению первых в геологической истории мощных (3–6 км) толщ терригенных осадков, в т.ч. в значительной своей части песчано–глинистых и глинистых (Hessler, Lowe, 2006; Hofmann, 2005). Такие породы богаты щелочными (Li, Rb, Cs) и нещелочными (Be, Sn, Ta) редкими металлами, а также калием (Григорьев, 2009). Если же рассматривать земную кору мезоархея, то эти толщи были самыми богатыми резервуарами редких элементов. При этом хорошо известно, что именно метаморфозы с такими осадочными протолитами – принципиально важный источник вещества для плюмазового гранитоидного магматизма, с которым редкометалльные пегматиты LCT-типа всегда находятся в генетической или парагенетической связи (Simmons et al., 2003; Tkachev, 2011; Wise et al., 2022). Поэтому тот факт, что древнейший всплеск массового формирования таких гранитов произошел в мезоархее (Cawood et al., 2022), никак не случаен. Следовательно, появление в мезоархее первых в геологической истории пегматитов с литиевой минерализацией, в том числе с какого-то момента и промышленно интересной, также не менее закономерно. Дальнейшее увеличение масштабов всех этих процессов и вероятное повторное вовлечение в магмогенерирующие процессы вещества ранее внедрившихся внутрикоровых гранитоидов, которые обычно имеют повышенный геохимический фон всех перечисленных редких элементов, обусловило выделяемый в данном исследовании всплеск продуктивности литиеносных пегматитов в рамках кенорского цикла.

Снижение пегматитогенерирующей активности от кенорского цикла к колумбийскому и еще более резко – к родинийскому, также требует объяснения. Эта тенденция хорошо коррелирует с тем фактом, что вторая половина колумбийского цикла и весь родинийский цикл совпадают с периодом геологического развития земной коры в приблизительном интервале 0.8–1.8 млрд лет назад, который наиболее часто именуют “скучный миллиард” (“boring billion”) (Holland, 2006; Roberts, 2013). Он характеризуется резким снижением и интенсивности, и экстенсивности многих эндогенных процессов, обусловленных субдукционной и коллизионной тектоникой, при увеличении масштабов внутриплитных

процессов (Cawood et al., 2022). Особенно отметим наиболее тесно связанные с темой данного исследования моменты, которые характеризуют “скучный миллиард” в сравнении с другими отрезками геологической истории: 1) он в принципе заметно уступает всем как более древним, так и более молодым периодам по количеству орогенных поясов; 2) в орогенах этого периода проявления литиеносных пегматитов и вообще пегматитов LCT-типа, к которому они всегда принадлежат, относительно малочисленны и, как правило, с маломасштабными проявлениями редкометалльной минерализации за редчайшими исключениями, вошедшими в анализируемую здесь выборку; 3) аналогичная тенденция отмечена и для ряда других типов месторождений, а именно – резкое уменьшение в данном периоде количества месторождений, генетически связанных с орогенными поясами (Ткачев, Рундквист, 2016; Bradley, 2011; Li J. et al., 2023; Liu et al., 2019; McCauley, Bradley, 2014; Tkachev, 2011).

С началом пангейского суперконтинентального цикла связано возрождение высокой интенсивности плейт-тектонической геодинамики в глобальном масштабе. Это позитивно отразилось и в металлогении лития: по количеству месторождений и суммарных ресурсах в них кенорский и пангейский цикл статистически выражены практически одинаково (табл. 2).

Однако плейт-тектоника пангейского цикла происходила в несколько изменившихся условиях, что было обусловлено, главным образом, значительным остыванием мантии и соответствующим снижением теплового потока в литосфере по сравнению с ранним докембрием (Labrosse, Jaupart, 2007; Torsvik et al., 2021; Cawood et al., 2022). Помимо прочего, это получило выражение и в эндогенной металлогении лития: именно в пангейском цикле возникли первые представители нового типа месторождений – гранитного. Их массовое появление именно в этом цикле, вероятно, связано с уже упомянутым общим уменьшением теплового потока в литосфере по сравнению с более древними эпохами. Такое изменение во вмещающей среде должно было способствовать сокращению во времени относительно высокотемпературной стадии развития коллапсирующих коллизионных орогенов, в недрах которых формировались материнские магмы будущих редкометалльных месторождений. Это обуславливало ускоренную, по сравнению с раннедокембрийскими орогенами, эволюцию реологического поведения

глубинных комплексов пород в направлении широкомасштабных хрупких реакций. Таким образом, значительно возросла вероятность возникновения обстановок, в которых расплавы могли покидать области их зарождения и начальной дифференциации, поднимаясь на уровни земной коры, которые находятся ближе к поверхности, чем те уровни, где обычно формируются редкометалльные пегматиты. На этих более высоких уровнях кристаллизовались массивы Li–F гранитов с экономически привлекательными аккумуляциями редких металлов, включая литий, в некоторых из них. Среднее количество ресурсов в месторождениях гранитного типа заметно меньше, чем в пегматитовом типе, но средние содержания  $\text{Li}_2\text{O}$  в их рудах разнятся еще более контрастно (табл. 2; табл. 3). Эта разница в средних концентрациях лития является важнейшей причиной намного более низкой степени вовлеченности месторождений гранитного типа в промышленное освоение по сравнению с пегматитовым типом.

В амазийском цикле количество месторождений и выявленных ресурсов лития, представляющих гранитный тип, уже больше, чем у пегматитового типа. Прежде всего, обращает на себя внимание тот ранее отмеченный факт, что месторождения гранитного типа в амазийском цикле установлены не только в связи с постколлизийными орогенами, но и в орогенах окраинно-континентального типа. В пангейском цикле месторождений в такой позиции не было, или они, возможно, не сохранились, т.к. других объективных причин для данного положения вещей авторы не видят.

Кроме того, несомненную роль в резком уменьшении количества пегматитовых месторождений лития в амазийском цикле относительно пангейского могут иметь еще два фактора. Во-первых, редкометалльные пегматиты формируются в абиссальных условиях и для их эксгумации на уровни, доступные для геолого-разведочных работ, требуются от десятков до сотен миллионов лет. Поэтому степень вскрытия данного типа, возникших в амазийском цикле, менее значительна по сравнению с аналогами в других циклах из-за соответствующей разницы в их возрасте. Во-вторых, имеет значение и очевидная незавершенность цикла: редкометалльные пегматиты, в том числе и литиеносные, образуются коллизийных орогенах на стадии их коллапса (Simmons et al., 2003; Tkachev, 2011). Такие орогены наиболее интенсивно формируются

на кульминационной стадии объединения ранее разрозненных сиалических блоков в гигантский суперконтинент (Rogers, Santosh, 2004). Среди уже завершенных циклов исключением из этой тенденции стал только колумбийский, в котором финальная фаза формирования суперконтинента пришлось на самую середину “скупного миллиарда”, когда уровень “торможения” плейт-тектонической геодинамики был вблизи максимума (Roberts, 2013; Sawood et al., 2022). Соответствующие негативные последствия для металлогении литиеносных пегматитов во второй половине колумбийского цикла описаны выше. Текущий цикл еще только приближается к своей середине, и активная фаза образования коллизийных поясов завершающей стадии, которые сформируют будущий суперконтинент, чаще всего называемый в публикациях как Амазия, пока еще в далекой перспективе (Duarte et al., 2018). Можно смело ожидать, что произойдет и соответствующее увеличение количества месторождений лития пегматитового и гранитного типов, связанных с такими поясами.

Обращают на себя внимание наиболее высокие средние содержания лития в пегматитовых рудах родинийского и амазийского циклов, которые выше, чем в любом из других циклов и выше среднего значения для всего типа (табл. 3). Однако авторы предполагают, что данная ситуация может быть эффектом недостаточно большого объема выборки для этих двух циклов: в кенорском, колумбийском и пангейском циклах есть месторождения и с более высокими значениями среднего содержания, но они компенсируются достаточным количеством объектов с бедными рудами (фиг. 3). В амазийском и, особенно, родинийском циклах выборки намного меньше, и статистическая вероятность случайности высокого среднего значения содержания лития в масштабах этих циклов существенно выше.

Наличие месторождений глинистого типа в формациях только амазийского цикла и отсутствие их аналогов как минимум в пангейском цикле, пока не имеет исчерпывающего объяснения. Можно предположить, что это связано с двумя факторами, практическая неизбежность действия которых приближает к нулю вероятность сохранности этих приповерхностных месторождений в более древних, чем юрские, формациях. Во-первых, для их рудовмещающих комплексов, локализованных в постколлизийных и надсубдукционных орогенных обстановках с увеличением возраста прогрессивно растет

и вероятность быть эродированными. Во-вторых, все разведанные месторождения данного типа залегают в породах, имеющих раннедиагенетическую стадию литификации, и очень высока вероятность того, что даже избежавшие первого сценария руды со временем испытывали сильное разубоживание благодаря более глубоким диагенетическим изменениям. В этих условиях рудообразующий литий, который в основной своей массе даже не входит в структуры аккумулярующих его глинистых минералов из групп смектита и иллита (табл. 1), отчасти мог закрепляться в структурах новообразованных филосиликатов типа хлорита или слюды, но преимущественно переходил в диагенные растворы и, мигрируя на значительные расстояния, выносился вовне, рассеиваясь. Данный сценарий поведения лития согласуется как с экспериментальными исследованиями и наблюдениями в региональных профилях с меняющейся под влиянием *PT*-условий степенью диагенетических изменений глинистых пород (Coffey et al., 2021; Merriman et al., 2009), так и с общей статистикой содержания лития в таких породах с разным уровнем диагенеза и метаморфизма (Григорьев, 2009; Слепнев и др., 1964; Солодов и др., 1980).

Для месторождений в рассолах по понятным причинам пока нет возможности обсуждать эволюционный аспект. Вместе с тем, очень интересны особенности прогресса в их освоении в XXI в.

До недавнего времени из всех месторождений, связанных с рассолами, экономический интерес для извлечения лития представляли только некоторые объекты саларного типа (Атакама, Омбрэ-Муэрто, Силвер-Пик, Цзабуе), имеющие благоприятный состав с относительно высокими значениями отношений  $Li/Mg$  и  $Li/SO_4$ . Это обеспечивает приемлемо высокий выход лития в конечный продукт при использовании традиционной и очень простой технологии поэтапного выпаривания в естественных субэвральных условиях (Munk et al., 2016). И именно из-за неблагоприятного состава, дающего обратный результат при такой технологии, откладывалось в течение долгого периода освоение многих других месторождений в рассолах Литиевого треугольника, в частности – гиганта Уюни. Бурное развитие в XXI в. технологий DLE, использующих различные методы экстракции и пурификации рассолов, обычно в разных сочетаниях друг с другом (адсорбция, ионный обмен, мембраны, специальные растворители, электрохимия,

хроматография и др.) (Li et al., 2018; Liu et al., 2023; и ссылки там), дало возможность как существенно расширить экономически привлекательную ресурсную базу саларного типа, так и по-новому взглянуть на ресурсы лития в рассолах геотермальных и нефтегазовых полей. В двух последних типах в принципе отсутствуют благоприятные составы для традиционной технологии, включая и тот аспект, что содержания лития очень низкие – на самой нижней границе рассолов в рассолах (фиг. 3; табл. 3).

Следует также обратить внимание на то, что несмотря на значительное количественное превосходство ресурсной базы эксплуатируемых месторождений саларного типа над аналогичным показателем месторождений пегматитового типа, именно благодаря последним была быстро увеличена добыча лития в текущем периоде в связи с увеличением соответствующих потребностей в мировой экономике.

Важной причиной менее значительной роли рассолов в этом “рывке” кроется в том, что на большинстве месторождений саларного типа с традиционной технологией трудно найти новые большие площади для размещения дополнительных бассейнов выпаривания рассолов, необходимых для резкого увеличения производства продукции. Как следствие – их гигантские запасы не были реализованы в соразмерное увеличение производства литиевых продуктов. Прочие месторождения рассолов, эксплуатация которых возможна только при использовании DLE-технологий, тоже мало внесли в увеличение производимых объемов лития: они пока еще находятся в начальной фазе освоения, зачастую с незавершенными в достаточном объеме работами по адаптации этих технологий к полномасштабному применению в промышленном производстве на конкретном объекте. По мнению практически всех специалистов, вовлеченных в данную проблематику, эксплуатация этих пионерских месторождений со сложным химическим составом рассолов и, в основном, с низкими содержаниями лития, должна показать достаточно высокую рентабельность в ближайшей перспективе. После этого можно ожидать кратного увеличения масштабов извлечения лития из месторождений таких типов. Тем более что применение DLE-технологий оставляет принципиально меньший “углеродный след”, чем все остальные технологии, традиционно используемые для добычи лития, особенно на месторождениях с твердыми рудами (Vulcan..., 2023). Этот экологический аспект в современных условиях

всегда принимается во внимание при принятии решений об эксплуатации месторождений. Со временем он может вызвать еще более сильный разворот в сторону увеличения и объемов геологоразведочных работ на месторождениях, где DLE-технологии применимы. Особенно широкий фронт таких работ можно ожидать на нефтегазовых полях и, вероятно, других территориях древних платформ, прогнозный потенциал которых многократно превышает уже разведанные там ресурсы (Alexeev et al., 2020; Huff, 2016; и ссылки там).

## ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Проведенный анализ очень объемной глобальной выборки из 164 месторождений, в которых заключены почти все промышленно значимые или потенциально экономически интересные ресурсы лития в мире, показал, что они формировались в разные геологические эпохи в интервале от позднего мезоархея до современности.

2. Распределение этих ресурсов на шкале геологического времени имеет ярко выраженный дискретный импульсный характер. Набор типов месторождений, сформировавших эти импульсы, различается между тремя наиболее древними суперконтинентальными циклами и двумя их молодыми аналогами: кенорский, колумбийский и родинийский циклы представлены только пегматитовым типом, в пангейском среди промышленно интересных появился также гранитный тип, а в амазийском добавились и все остальные типы. Отнесение месторождений типа нефтегазовых полей исключительно к текущей стадии сделано с определенной долей условности, т.к. некоторые из них могли начать свое формирование в палеозое и мезозое.

3. Суперконтинентальные циклы сыграли разную роль в формировании разведанной в настоящее время ресурсной базы месторождений лития. Месторождения кенорского цикла имеют в ней долю 10.8%, колумбийского – 2.7%, родинийского – 2.9%, пангейского – 10.7%, амазийского – 72.9%.

4. Для месторождений с твердыми рудами (пегматитовый, гранитный, глинистый) все импульсы тяготеют к периодам интенсификации орогенных процессов в глобальном масштабе, что характерно для тектонических фаз активного формирования суперконтинентов и составляющих их крупных сиалических блоков земной коры. В период, включающий

суперконтинентальные циклы от кенорского до пангейского, все месторождения пегматитового и гранитного типов формировались на посторогенной стадии развития коллизионных поясов. В амазийском цикле преобладает в этом аспекте сохранилась, но также установлены месторождения гранитного и глинистого типа, которые формировались в тыловых зонах активных континентальных окраин. На современном эрозионном срезе именно они преобладают в своих типах.

5. Отмечено снижение интенсивности формирования пегматитовых месторождений от кенорского к родинийскому циклу, что хорошо коррелируется с наступлением “скудного миллиарда” в середине колумбийского цикла и его завершением в конце родинийского цикла.

6. Среди месторождений с твердыми рудами максимальное промышленное значение для мировой экономики имеют месторождения пегматитового типа кенорского цикла. В эксплуатацию вовлечены почти все самые крупные месторождения (> 1 млн т Li<sub>2</sub>O) и часть более мелких объектов из его выборки. Среднее качество руд в эксплуатируемых объектах выше, чем в резервных. Аналогичная ситуация фиксируется и для месторождений колумбийского цикла. Среди месторождений пангейского цикла эксплуатацией затронуты объекты с показателями ниже среднего для этого цикла, что обусловлено недавним открытием месторождений с более высокими характеристиками. Из месторождений амазийского цикла с твердыми рудами активно эксплуатируются только два в гранитном типе. Три месторождения нового для промышленности глинистого типа находятся в стадии начального освоения с акцентом на отработку технологическим схем в режиме промышленного эксперимента. Месторождения родинийского цикла пока не разрабатываются на литий.

7. Среди месторождений в рассолах максимальное промышленное значение у представителей саларного типа, пригодных для традиционной технологии, основанной на полиэтапном выпаривании. Разработка и внедрение в последние годы технологий DLE для извлечения лития из рассолов любого солевого состава не только расширило сырьевую базу в рамках саларного типа, но также вовлекло в эту базу новые типы месторождений – геотермальный и нефтегазовых полей. Однако все месторождения, осваиваемые с использованием технологий DLE, находятся в начальной стадии освоения и их

реальное промышленное значение в долгосрочной перспективе еще не определено, но его увеличение очень вероятно.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны анонимным рецензентам за внимательное прочтение рукописи и сделанные замечания и рекомендации. Их учет помог авторам более четко и корректно описать результаты своих исследований.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены при финансовой поддержке государственных НИР ГГМ РАН по теме № 1021061009468-8-1.5.1 (FMMR-2022–0013).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абушкевич В.С., Сырицо Л.Ф.* Изотопно-геохимическая модель формирования Li–F гранитов Хангилайского рудного узла в Восточном Забайкалье. СПб.: Наука, 2007. 148 с.
- Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю.* Проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности России // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 371–386. <https://doi.org/10.31857/S0016777023050039>
- Боярко Г.Ю., Хатьков В.Ю., Ткачева Е.В.* Сырьевой потенциал лития России // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2022. Т. 333. № 12. С. 7–16. <https://doi.org/10.18799/24131830/2022/12/3975>
- Викентьев И.В.* Критическое и стратегическое минеральное сырье в Российской Федерации // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 463–475. <https://doi.org/10.31857/S0016777023050106>
- Григорьев Н.А.* Распределение химических элементов в верхней части земной коры. Екатеринбург: УрО РАН, 2009. 383 с.
- Линде Т.П., Ставров О.Д., Юшко Н.А., Петрова Н.В., Тютюнник Н.Д., Рябцев В.В., Шадрман Ф.И., Шпанов Е.П., Матиас В.В.* Литий России: состояние, перспективы освоения и развития минерально-сырьевой базы // Минеральное сырье (серия геолого-экономическая). М.: ВИМС. 2000. № 6. 116 с.
- Мамарозиков У.Д., Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Суюндикова Г.М.* Онгонитовый магматизм Срединного Тянь-Шаня // Науки о Земле. 2012. № 1. С. 14–31.
- Морозова Л.* Колмозерское литиевое месторождение редкометалльных пегматитов: новые данные по редкоэлементному составу (Кольский полуостров) // Литосфера. 2018. Т. 18. № 1. С. 82–98. <https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-1-082-098>
- Похиленко Н.П., Афанасьев В.П., Толстов А.В., Крук Н.Н., Похиленко Л.Н., Иванова О.А.* Перспективы развития и проблемы освоения сырьевой базы дефицитных стратегических видов твердых полезных ископаемых Сибири // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 476–492. <https://doi.org/10.31857/S0016777023050088>
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н., Фридовский В.Ю., Кондратьева Л.А., Анисимова Г.С., Трунилина В.А., Васюкова Е.А., Иванов А.И., Травин А.В., Королева О.В., Васильев Д.А., Пономарчук А.В.* Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563. <https://doi.org/10.15372/GiG20181004>
- Романюк Т.В., Ткачев А.В.* Геодинамический сценарий формирования крупнейших мировых миоцен-четвертичных бор-литиеносных провинций. М.: “Светоч Плюс”, 2010. 304 с.
- Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др.* Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых Т. 1: Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 390 с.
- Слепнев Ю.С., Солодов Н.А., Бойко Т.Ф.* Литий // Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. Т. 1. Геохимия редких элементов. М.: Наука. 1964. С. 19–50.
- Солодов Н.А.* Кислые редкометалльные граниты // Месторождения литофильных редких элементов (Л.Н.Овчинников, Н.А.Солодов – ред.). М.: Недра, 1980. С. 62–82.
- Солодов Н.А., Балашов Л.С., Кременецкий А.А.* Геохимия лития, рубидия и цезия. М.: Недра. 1980. 233 с.
- Стажило-Алексеев К.Ф.* Магматизм и эндогенная металлогения Афганистана. М.: Геоинформмарк, 2012. 480 с.
- Ткачев А.В., Рундквист Д.В.* Глобальные тенденции в эволюции металлогенических процессов как отражение суперконтинентальной цикличности // Геология рудных месторождений. 2016. Т. 58. № 4. С. 295–318. <https://doi.org/10.7868/S0016777016040079>
- Ткачев А.В., Рундквист Д.В., Вишневецкая Н.А.* Главные геосторические особенности металлогении лития // ДАН. 2019. Т. 484. № 2. С. 200–205. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524842200-205>

- Толкушина Е.А., Торицова М.В., Комин М.Ф.* Минерально-сырьевая база лития: проблемы развития и использования // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2012. № 2. С. 2–9.
- Юдин В.В.* Геодинамика Черноморско-Каспийского региона. Киев: УкрГГРИ. 2008. 117 с.
- Albemarle Corp. 2023 strategic update: transforming essential resources. January 24, 2023. 56 p. URL: [https://s201.q4cdn.com/960975307/files/doc\\_events/2023/Jan/24/2023\\_01\\_ALB\\_Strategic\\_Update\\_PPT\\_Web.pdf](https://s201.q4cdn.com/960975307/files/doc_events/2023/Jan/24/2023_01_ALB_Strategic_Update_PPT_Web.pdf) (15.06.2023).
- Alexeev S.V., Alexeeva L.P., Vakhromeev A.G.* Brines of the Siberian platform (Russia): Geochemistry and processing prospects // Applied Geochemistry. 2020. V. 117. Paper 104588. 17 p. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2020.104588>
- Andrada Mining Ltd.* Drilling delivers a significant lithium resource upgrade at the Uis mine. RNS Announcement. 06 February 2023 URL: [https://polaris.brighterir.com/public/andrada\\_mining/news/rns/story/x4g8q3x](https://polaris.brighterir.com/public/andrada_mining/news/rns/story/x4g8q3x) (02.08.2023)
- Annikova I.Yu., Vladimirov A.G., Smirnova S.Z., Gavryushkina O.A.* Geology and mineralogy of the Alakha spodumene granite porphyry deposit, Gorny Altai, Russia // Geology of Ore Deposits. 2016. V. 58(5). P. 404–426. <https://doi.org/10.1134/S1075701516050020>
- Anstett T.F., Krauss U.H., Ober J.A., Schmodt H.W.* International strategic minerals inventory summary report – Lithium. USGS circular 930–I. USGS, 1990. 28 p. <https://doi.org/10.3133/cir930I>
- AVZ Minerals Ltd.* AVZ delivers highly positive definitive feasibility study for Manono lithium and tin project. ASX announcement 21 April 2020. 163 p. URL: <https://avz-minerals.com.au/> (12.07.2023)
- Benson T.R., Coble M.A., Dilles J.H.* Hydrothermal enrichment of lithium in intracaldera illite-bearing claystones // Science Advances. 2023. V. 9. Iss. 35. Paper eadh8183. 11 p. <https://doi.org/10.1126/sciadv.adh8183>
- Beus A.A.* Metallogeny of Precambrian rare-metal granitoids // Revista Brasileira de Geociencias. 1982. V. 12. P. 410–413.
- BloombergNEF.* Will the real lithium demand please stand up? Challenging the 1Mt-by-2025 orthodoxy. October 28, 2019. URL: <https://about.bnef.com/blog/will-the-real-lithium-demand-please-stand-up-challenging-the-1mt-by-2025-orthodoxy/> (15.06.2023)
- Borojević Šoštarić S., Brenko T.* The Miocene Western Balkan lithium-boron metallogenic zone // Mineralium Deposita. 2023. V. 58. P. 639–658. <https://doi.org/10.1007/s00126-022-01151-x>
- Bowell R.J., Lagos L., de los Hoyos C.R., Declercq J.* Classification and characteristics of natural lithium resources // Elements. 2020. V.16 (4). P. 259–264. <https://doi.org/10.2138/gselements.16.4.259>
- Bradley D.C.* Secular trends in the geologic record and the supercontinent cycle // Earth-Science Reviews. 2011. V. 108. Iss. 1–2. P. 16–33. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.05.003>
- Bradley D.C., Stillings L.L., Jaskula B.W., Munk L., McCauley A.D.* Lithium // Critical mineral resources of the United States – Economic and environmental geology and prospects for future supply. U.S. Geological Survey Professional Paper 1802. 2017. P. K1– K21. <https://doi.org/10.3133/pp1802K>
- Brothers D.S., Driscoll N.W., Kent G.M., Harding A.J., Babcock J.M., Baskin R.L.* Tectonic evolution of the Salton Sea inferred from seismic reflection data // Nature Geoscience. 2009. V. 2. P. 581–584. <https://doi.org/10.1038/ngeo590>
- Brush R.M., Campbell C.D., Gay F., Patton S.B., Rockandel M., Williams R.E.* NI 43-101 technical report for the definitive feasibility study for commercial lithium extraction plant at LANXESS South Plant. Prepared for Standard Lithium Ltd. Vancouver, 2023. 217 p. URL: [https://d1io3yog0oux5.cloudfront.net/\\_e12729a50f616d-58cd7c2cccd794fa27/standardlithium/files/pages/standardlithium/db/368/description/Phase1A\\_-\\_Definitive\\_Feasibility\\_Study\\_2023.10.18.pdf](https://d1io3yog0oux5.cloudfront.net/_e12729a50f616d-58cd7c2cccd794fa27/standardlithium/files/pages/standardlithium/db/368/description/Phase1A_-_Definitive_Feasibility_Study_2023.10.18.pdf) (15.11.2023)
- Castor S.B., Henry C.D.* Lithium-rich claystone in the McDermitt caldera, Nevada, USA: geologic, mineralogical, and geochemical characteristics and possible origin // Minerals. 2020. V. 10. Article 68. 38 p. <https://doi.org/10.3390/min10010068>
- Cawood P.A., Chowdhury P., Mulder J.A., Hawkesworth C.J., Capitanio F.A., Gunawardana P.M., Nebel O.* Secular evolution of continents and the Earth system // Reviews of Geophysics. 2022. V. 60. Paper e2022RG000789. P. 1–67. <https://doi.org/10.1029/2022RG000789>
- Černý P., Ercit T.S.* The classification of granitic pegmatites revisited // Canadian Mineralogist. 2005. V. 43. P. 2005–2026. <https://doi.org/10.2113/gscanmin.43.6.2005>
- Christmann P., Gloaguen E., Labbé J.-F., Melleton J., Pian-tone P.* Global lithium resources and sustainability issues // Lithium process chemistry: resources, extraction, batteries and recycling. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 1–40. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-801417-2.00001-3>
- Coffey D.M., Munk, L.A., Ibarra, D.E., Butler, K.L., Boutt, D.F., Jenckes J.* Lithium storage and release from lacustrine sediments: Implications for lithium enrichment and sustainability in continental brines // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. Paper e2021GC009916. 22 p. <https://doi.org/10.1029/2021GC009916>

- Deng J., Wang Q., Li G.* Tectonic evolution, superimposed orogeny, and composite metallogenic system in China // *Gondwana Research*. 2017. V. 50. P. 216–266. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.02.005>
- Dessemond C., Lajoie-Leroux F., Soucy G., Laroche N., Magnan J.-F.* Spodumene: the lithium market, resources and processes // *Minerals*. 2019. V. 9. Paper 334. 17 p. <https://doi.org/10.3390/min9060334>
- Dèzes P., Schmid S.M., Ziegler P.A.* Evolution of the European Cenozoic rift system: Interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere // *Tectonophysics*. 2004. V. 389(1–2). P. 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.011>
- Domeier M.* Early Paleozoic tectonics of Asia: Towards a full-plate model // *Geoscience Frontiers*. 2018. V. 9. Iss. 3. P. 789–862. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2017.11.012>
- Dong S., Zhang Y., Li H., Shi W., Xue H., Li J., Huang S., Wang Y.* The Yanshan orogeny and late Mesozoic multi-plate convergence in East Asia— Commemorating 90th years of the “Yanshan Orogeny” // *Science China Earth Sciences*. 2018. V. 61. P. 1888–1909. <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9297-y>
- Duarte J.C., Schellart W.P., Rosas F.M.* The future of Earth’s oceans: consequences of subduction initiation in the Atlantic and implications for supercontinent formation // *Geological Magazine*. 2018. V. 155 (1). P. 45–58. <https://doi.org/10.1017/S0016756816000716>
- Elming S.-A., Salminen J., Pesonen L.J.* Paleo-Mesoproterozoic Nuna supercycle // *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.). Elsevier, 2021. P. 499–548. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00001-1>
- Evans K.R.* Chapter 10 – Lithium // Gunn G. (ed.). *Critical metals handbook*. Hoboken, New Jersey, USA. Wiley-Blackwell. 2014. P. 230–260. <https://doi.org/10.1002/9781118755341.ch10>
- Gay F., Dworzanowski M., Brush R.M., Williams R.E., Mutschler C., Johnson D., Campbell C.* NI 43-101 technical report for South West Arkansas project, pre-feasibility study. Lewisville, AR, 2023. 225 p. URL: [https://d1io3yog0oux5.cloudfront.net/\\_4be41d2f-d2a14374236f4111f0871932/standardlithium/files/pages/standardlithium/db/369/description/South\\_West\\_Arkansas\\_Project\\_-\\_Pre-Feasibility\\_Study\\_2023.09.18.pdf](https://d1io3yog0oux5.cloudfront.net/_4be41d2f-d2a14374236f4111f0871932/standardlithium/files/pages/standardlithium/db/369/description/South_West_Arkansas_Project_-_Pre-Feasibility_Study_2023.09.18.pdf) (15.11.2023)
- Grew E.S., Bosi F., Ros L., Kristiansson P., Gunter M.E., Hålenius U., Trumbull R.B., Yates M.G.* Fluor-elbaite, lepidolite and Ta–Nb oxides from a pegmatite of the 3000 Ma Sinceni Pluton, Swaziland: evidence for lithium–cesium–tantalum (LCT) pegmatites in the Mesoarchean. *European J. Mineralogy*. 2018. V. 30 (2). P. 205–218. <https://doi.org/10.1127/ejm/2017/0029-2686>
- Grew E.S., Hystad G., Toapanta M.P.C., Eleish A., Ostroverkhova A., Golden J., Hazen R.M.* Lithium mineral evolution and ecology: comparison with boron and beryllium // *European J. Mineralogy*. 2019. V. 31. P. 755–774. <https://doi.org/10.1127/ejm/2019/0031-2862>
- Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Kesler S.E., Everson M.P., Wallington T.J.* Global lithium availability: A constraint for electric vehicles? // *J. Industrial Ecology*. 2011. V. 15(5) P. 760–775. <https://doi.org/10.1111/j.1530-9290.2011.00359.x>
- Harris P.D., Robb L.J., Tomkinson M.J.* The nature and structural setting of rare-element pegmatites along the northern flank of the Barberton greenstone belt, South Africa // *South Afr. J. Geology*. 1995. V. 98. P. 82–94.
- Hazen R.M., Liu X.-M., Downs R.T., Golden J., Pires A.J., Grew E.S., Hystad G., Estrada C., Sverjensky D.A.* Mineral evolution: Episodic metallogenesis, the supercontinent cycle, and the coevolving geosphere and biosphere // *SEG Special Publication 18*. 2014. P. 1–15. <https://doi.org/10.5382/SP.18.01>
- Hessler A.M., Lowe D.R.* Weathering and sediment generation in the Archaean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa // *Precambrian Research*. 2006. V. 151. P. 185–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2006.08.008>
- Hofmann A.* The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt: Implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times // *Precambrian Research*. 2005. V. 143. P. 23–49. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2005.09.00>
- Holland H.D.* The oxygenation of the atmosphere and oceans // *Philosoph. Trans. Royal Society B: Biological Sciences*. 2006. V. 361(1470), P. 903–915. <https://doi.org/10.1098/rstb.2006.1838>
- Jaskula B.W.* Lithium. 2018 Minerals Yearbook. Reston: U.S. Geological Survey, 2022. 11 p.
- Jaskula B.W.* Lithium // *Mineral Commodity Summaries 2023*. Reston: U.S. Geological Survey, 2023. P. 108–109. <https://doi.org/10.3133/mcs2023>
- Huff G.F.* Evolution of Li-enriched oilfield brines in Devonian carbonates of the south central Alberta Basin, Canada // *Bull. Canadian Petroleum Geology*. 2016. V. 64(3). P. 438–448. <https://doi.org/10.2113/gscpgbull.64.3.438>
- Kavanagh L., Keohane J., Garcia Cabellos G., Lloyd A., Cleary J.* Global lithium sources – industrial use and future in the electric vehicle industry: A review // *Resources*. 2018. V. 7. Paper 57. 29 p. <https://doi.org/10.3390/resources7030057>

- Kesler S.E., Gruber P.W., Medina P.A., Keoleian G.A., Everson M.P., Wallington T.J.* Global lithium resources: relative importance of pegmatite, brine and other deposits // *Ore Geology Reviews*. 2012. V.48. P. 55–69. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2012.05.006>
- Kuhn K., Schultheis B.* Preliminary economic assessment for the revised Zinnwald Lithium Project. Technical report prepared for Deutsche Lithium GmbH. September 2022. Freiberg, Germany. 222 p. URL: <https://wp-zinnwald-lithium-2020.s3.eu-west-2.amazonaws.com/media/2022/09/PEA-for-the-revised-Zinnwald-Lithium-Project-6th-September-2022.pdf> (15.08.2023)
- Labrosse S., Jaupart C.* Thermal evolution of the Earth: secular changes and fluctuations of plate characteristics // *Earth Planet. Sci. Letters*. 2007. V. 260. P. 465–481. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.05.046>
- Li C., Li Z., Wu T., Luo Y., Zhao J., Li X., Yang W., Chen X.* Metallogenic characteristics and formation mechanism of Naomugeng clay-type lithium deposit in central Inner Mongolia, China // *Minerals*. 2021. V. 11(3). Paper 238. 19 p. <https://doi.org/10.3390/min11030238>
- Li J., Yan Q., Li P., Jacobson M.I.* Formation of granitic pegmatites during orogenies: Indications from a case study of the pegmatites in China // *Ore Geology Reviews*. 2023. V. 156. Paper 105391. 16 p. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105391>
- Li L., Deshmane V.G., Paranthaman M.P., Bhave R., Moyer B.A., Harrison S.* Lithium recovery from aqueous resources and batteries: A brief review // *Johnson Matthey Technology Review*. 2018. V. 62(2). P. 161–176. <https://doi.org/10.1595/205651317X6966676>
- Li Z.X., Bogdanova S.V., Collins A.S., Davidson A., De Waele B., Ernst R.E., Fitzsimons I.C.W., Fuck R.A., Gladkochub D.P., Jacobs J., Karlstrom K.E., Lu S., Natapov L.M., Pease V., Pisarevsky S.A., Thrane K., Vernikovsky V.* Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // *Precambrian Research*. 2008. V. 160. P. 179–210. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2007.04.021>
- Li Z., Liu Y., Ernst R.* A dynamic 2000–540 Ma Earth history: from cratonic amalgamation to the age of supercontinent cycle // *Earth Science Reviews*. 2023. V. 238. Paper 104336. 45 p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104336>
- Linnen R.L., Cuney M.* Granite-related rare-element deposits and experimental constraints on Ta-Nb-W-Sn-Zr-Hf mineralization // *Geological Association of Canada Short Course Notes*. V.17. 2005. P. 45–68.
- Liu C., Runyon S.E., Knoll A.H., Hazen R.M.* The same and not the same: Ore geology, mineralogy and geochemistry of Rodinia assembly versus other supercontinents // *Earth-Science Reviews*. 2019. V. 196. Paper 102860. 33 p. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.004>
- Liu Y., Ma B., Lü Y., Wang C., Chen Y.* A review of lithium extraction from natural resources // *International J. Minerals, Metallurgy and Materials*. 2023. V. 30 (2). P. 209–224. <https://doi.org/10.1007/s12613-022-2544-y>
- Makutu D.K., Seo J.H., Lee I., Oh J., Kang P., Ongendangenda A.T., Makoka F.M.* Magmatic-hydrothermal fluid processes of the Sn-W granites in the Maniema province of the Kibara Belt (KIB), Democratic Republic of Congo // *Minerals*. 2023 V. 13. Paper 458. 36 p. <https://doi.org/10.3390/min13040458>
- McCaughey A., Bradley D.C.* The global age distribution of granitic pegmatites // *Canadian Mineralogist*. 2014. V. 52. P. 183–190. <https://doi.org/10.3749/canmin.52.2.183>
- Merriman R.J., Breward N., Stone P., Green K., Kemp S.* Element mobility and low-grade metamorphism of mudrocks in British Caledonian Basins. British Geological Survey Internal Report, OR/09/017. Keyworth, Nottingham: BGS, 2009. 28p.
- Munk L.A., Hynek S.A., Bradley D.C., Boutt D., Labay K., Jochens H.* Lithium brines: a global perspective // *Rare earth and critical elements in ore deposits* (P.L. Verplanck, M.W. Hitzman – eds.). *Reviews in Economic Geology*. V. 18. 2016. P. 339–365. <https://doi.org/10.5382/rev.18.14>
- Ober J.A.* Lithium // *U.S. Geological Survey, Mineral Commodity Summaries 2001*. Reston: USGS, 2001. P. 96–97.
- Pesonen L.J., Evans D.A.D., Veikkolainen T., Salminen J., Elming S.-A.* Precambrian supercontinents and supercycles—an overview // *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.). Elsevier, 2021. P. 1–50 <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00020-5>
- Riordan J.J., Thompson D.A., Coetzee V.E., Nupen S.* Falchani lithium project NI 43-101 technical report – preliminary economic assessment. Prepared for Plateau Energy Metals Inc. Perth: DRA Pacific, 2020. 228 p. URL: <https://www.sedar.com> (11.04.2023)
- Roberts N.M.W.* The boring billion? – Lid tectonics, continental growth and environmental change associated with the Columbia supercontinent // *Geoscience Frontiers*. 2013. V. 4(6). P. 681–691. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2013.05.004>
- Rogers J.J.W., Santosh M.* Continents and supercontinents. Oxford University Press, 2004. 304 p.
- Salminen J., Pehrsson S., Evans D.A.D., Wang C.* Neoproterozoic – Paleoproterozoic supercycles // *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.). Elsevier, 2021. P. 465–498. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00014-X>

- Simmons W.B., Webber K.L., Falster A.U., Nizamoff J.W.* Pegmatology: Pegmatite mineralogy, petrology and petrogenesis. New Orleans: Rubellite Press, 2003. 176 p.
- Simmons W.B., Falster A.U., Freeman G.* The Plumbago North pegmatite, Maine, USA: a new potential lithium resource // *Mineralium Deposita*. 2020. V. 55. P. 1505–1510. <https://doi.org/10.1007/s00126-020-00956-y>
- Statista*. Projection of worldwide lithium demand from 2019 to 2030. March 4, 2022. URL: <https://www.statista.com/statistics/452025/projected-total-demand-for-lithium-globally/> (15.06.2023)
- Tang G.-J., Wyman D.A., Wang Q., Dan W., Ma L., Yang Y.-N.* Large-scale rare-metal pegmatite deposit formation driven by supercontinent assembly // *Geology*. 2023. V. 51(9). P. 880–884. <https://doi.org/10.1130/G51454.1>
- Tkachev A.V.* Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time // *Geological Society, London. Special Publications*. 2011. V. 350. Granite-related ore systems. P. 7–23. <https://doi.org/10.1144/SP350.3>
- Tkachev A.V., Rundqvist D.V., Vishnevskaya N.A.* Metallogeny of lithium through geological time // *Russian J. Earth Sciences*. 2018. V. 18. Paper ES6002. 13 p. <https://doi.org/10.2205/2018ES000635>
- Torsvik T.H., Domeier M., Cocks L.R.M.* Phanerozoic paleogeography and Pangea // *Ancient supercontinents and the paleogeography of Earth* (L.J. Pesonen, J. Salminen, S.-A. Elming, D.A.D. Evans, T. Veikkolainen – eds.). Elsevier, 2021. P. 577–604. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818533-9.00003-5>
- Trumbull R.B.* Tin mineralization in the Archean Sinceni rare element pegmatite field, Kaapvaal craton, Swaziland // *Economic Geology*. V. 90 (3). 1995. P. 648–657. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.90.3.648>
- Vikström H., Davidsson S., Höök M.* Lithium availability and future production outlooks // *Appl. Energy*. Elsevier Ltd, 2013. V. 110. P. 252–266. <https://doi.org/10.1016/j.apenergy.2013.04.005>
- Vulcan Energy Resources Ltd.* Vulcan Zero Carbon Lithium project: Phase one DFS results and resources-reserves update. ASX release 13 February 2023. 110 p. URL: <https://www.investi.com.au/api/announcements/vul/e617fca6-6d4.pdf> (15.05.2023)
- Wise M.A., Müller A., Simmons W.B.* A proposed new mineralogical classification system for granitic pegmatites // *Canadian Mineralogist*. 2022. V. 60. P. 229–248. <https://doi.org/10.3749/canmin.1800006>
- Yang H., Xu W.L., Sorokin A.A., Ovchinnikov R.O., Wu H.R., Long X.Y.* Bureya–Jiamusi–Khanka superterrane linked to the Kuunga–Pinjarra interior orogen of East Gondwana and its drift toward Northeast Asia // *GSA Bulletin*. 2023. 19 p. <https://doi.org/10.1130/B36758.1>
- Zhang B., Qi F., Gao X., Li X., Shang Y., Kong Z., Jia L., Meng J., Guo H., Fang F., Liu Y., Jiang X., Chai H., Liu Z., Ye X., Wang G.* Geological characteristics, metallogenic regularity, and research progress of lithium deposits in China // *China Geology*. 2022. V. 5(4). P. 734–767. <https://doi.org/10.31035/cg2022054>
- Zhao J.X., He C.T., Qin K.Z., Shi R.Z., Liu X.C., Hu F.Y., Yu K., Sun Z.H.* Geochronology, source features and the characteristics of fractional crystallization in pegmatite at the Qongjiagang giant pegmatite-type lithium deposit, Himalaya, Tibet // *Acta Petrologica Sinica*. 2021. V. 37(11). P. 3325–3347 (in Chinese with English abstract). <https://doi.org/10.18654/1000-0569/2021.11.06>
- Zhou J., Su H.* Site and timing of substantial India–Asia collision inferred from crustal volume budget // *Tectonics*. 2019. V. 38. P. 2275–2290. <https://doi.org/10.1029/2018TC005412>

## LITHIUM DEPOSITS FROM THE MESOARCHEAN TO PRESENT: THEIR TYPES, DISTRIBUTION IN GEOLOGICAL TIME, EXPLORED RESOURCE BASE

A. V. Tkachev <sup>a,\*</sup>, N. A. Vishnevskaya<sup>a</sup>, and E. I. Chesalova<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Vernadsky State Geological Museum, Russian Academy of Sciences (SGM RAS),*

*11, bld. 11, Mokhovaya Str., Moscow, 125009 Russia*

*\*E-mail: a.tkachev@sgm.ru*

The distribution of lithium deposits and lithium resources contained in them are analyzed throughout geological time. The basis for the analysis is data on 164 deposits from around the world with resources estimated above 100 thousand tons of Li<sub>2</sub>O, representing almost the entire explored resource base attractive in the modern and near future conditions to extract this element. The variability of various aspects of their formation in geological time is demonstrated by comparing supercontinent cycles in terms of the quantity and quality of resources in deposits of different types, ages, and tectonic position. It has been established that lithium deposits have an extremely uneven pulsed distribution on the geological time scale. The Kenoran, Columbian, and Rodinian cycles are represented only by the pegmatite type deposits, which intensity of formation decreased in this row. In the Pangean cycle, it increased again, approaching the Kenoran level. In addition, the first deposits of a granite type appeared. In the current Amasian cycle, deposits of the granite type quantitatively predominate over the pegmatite type, but they both yield quantitatively to the clay type deposits only appeared in this cycle. In terms of the resources, all these three types with solid ores are inferior to deposits associated with brines in salars, geothermal and oil-and-gas fields. All deposits from the Kenoran to Pangean cycles were formed in collision belts at the post-orogenic stage of their development. In the Amasian cycle, continuity in this aspect was preserved, but deposits of granite and clay types formed in the back zones of active continental margins were also established. Deposits in salars also have these two tectonic positions. Geothermal deposits are known within the framework of collisional orogens and on active continental margins. Oil-and-gas fields have been explored only in the sedimentary covers of ancient platforms. Currently, objects of pegmatite and salar types are of maximum importance for the world economy, and the granite type deposits are of less significance. All of them are traditional for lithium extraction. In the pegmatite type, the Kenoran deposits have the highest degree of industrial development, in the granite type – deposits of the Amasian cycle. In recent years, single deposits of clay, geothermal and oil-and-gas field types began to be involved in the exploitation, as well as representatives of the salar type with brine compositions that have not been suitable for conventional technologies.

*Key words:* lithium deposits, lithium metallogeny, rare-metal granite pegmatite, Li–F granite, lithium-bearing clayey rock, brine, supercontinent cycle

УДК 553.89

## ВОЙМАКАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ АПОДОЛОМИТОВОГО НЕФРИТА, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

© 2024 г. Е. В. Кислов<sup>1, \*</sup>, И. С. Гончарук<sup>1, 2, \*\*</sup>, В. В. Вантеев<sup>1, \*\*\*</sup>, В. Ф. Посохов<sup>1, \*\*\*</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, ул. Сахьяновой, 6а, Улан-Удэ, 670047 Россия

<sup>2</sup>Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Институт естественных наук, ул. Смолина, 24а, Улан-Удэ, 670000 Россия

\*E-mail: evg-kislov@ya.ru

\*\*E-mail: goncarukirina993@gmail.com

\*\*\*E-mail: vanteev997@mail.ru

\*\*\*\*E-mail: vitaf1@yandex.ru

Поступила в редакцию 07.02.2024 г.

После доработки 16.07.2024 г.

Принята к печати 23.07.2024 г.

Исследовано Воймаканское месторождение аподоломитового нефрита с целью выяснения особенностей его формирования. Изучены 12 образцов нефрита и 5 образцов вмещающих пород. Применены бинокулярный стереомикроскоп, геммологический фонарик и поляризационный микроскоп. Определены содержания макро- и микрокомпонентов, изотопный состав кислорода. Нефрит светло-салатный, салатный, серо-салатный и бурый (медовый). Образует обособления в телах кальцит-тремолитового скарна на контакте доломитового мрамора и амфиболита, преобразованного в эпидот-тремолитовый скарн. Значение  $\delta^{18}\text{O}$  нефрита составляет  $-18.5 \div -18.8\text{‰}$ ; кальцит-тремолитового скарна  $-17.4\text{‰}$ ; эпидот-тремолитового скарна  $-4.4, +2.6\text{‰}$ ; доломита  $+26.1\text{‰}$ . Нефрит соответствует требованиям к камнесамоцветному сырью. Диопсидит с линзочками и прослоями нефрита может использоваться для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций. Аподоломитовая природа нефрита подтверждена по соотношению Mg и Fe, пониженному содержанию Sr, Ni, Co, повышенному содержанию F и отношению Sr к Ba, характеру распределения РЗЭ. Спектр РЗЭ нефрита, в основном, наследуется от исходных доломитов, но содержит признаки влияния процессов скарнирования основных пород. Источник аномально изотопно легкого кислорода нефрита – поровый флюид, вероятно метеорного происхождения, обедненный  $^{18}\text{O}$  в результате декарбонатизации доломита. Гранит лишь обеспечивает региональный разогрев, активизирующий поровый флюид. В формировании и преобразовании нефрита принимали участие как метасоматические, так и метаморфические процессы. Формирование нефрита связано с процессами скарнирования. Тектонические напряжения вызывали дробление пород, облегчающее проникновение флюида, обеспечили формирование скрытокристаллической спутанно-волокнистой структуры нефрита. Дальнейший регрессивный метаморфизм привел к развитию хлорита и талька, ухудшивших качество нефрита.

*Ключевые слова:* нефрит, Воймаканское месторождение, вещественный состав, условия формирования

DOI: 10.31857/S0016777024060044, EDN: wdwqgs

### ВВЕДЕНИЕ

Нефрит – высоколиквидный ювелирно-поделочный камень, плотный агрегат амфибола тремолит-ферроактинолитового ряда, преимущественно тремолита, обладающий характерной спутанно-волокнистой микроструктурой. Нефрит особенно ценится в Китае, Новой Зеландии, на тихоокеанском побережье Северной Америки.

Месторождения нефрита подразделяются на два эндогенных геолого-промышленных типа. Первый тип – апосерпентинитовый в офиолитах. Второй тип – аподоломитовый в тремолит-кальцитовых магнезиальных скарнах. Для апосерпентинитового нефрита характерны различные оттенки зеленого цвета до бурого (табачного, болотного) и черного. Для аподоломитового нефрита характерен широкий диапазон

преимущественно светлых окрасок от белого, серого до светло-зеленого (салатного), бурого (медового) и черного. Наиболее ценится яркий голубовато-зеленый нефрит с минимальным количеством зерен хромита, белый нефрит и тремолитовый “кошачий глаз”. Высоко ценятся аллювиальные гальки и валуны нефрита, особенно с поверхностными корочками прокрашивания.

По состоянию на 01.01.2023 Государственным балансом запасов в России учтены 27 месторождений (Государственный..., 2023) апосерпентинитового и аподоломитового нефрита (фиг. 1). В 2022 г. в Бурятии разрабатывались Кавоктинское, Нижне-Олломинское, Сергеевская залежь, Хайтинское, Голюбинское месторождения аподоломитового нефрита. Воймаканское месторождение в Бурятии подготавливалось к отработке. Удоканское в Забайкальском крае и Буромское в Бурятии разведывались. Все российские месторождения аподоломитового нефрита лицензированы и находятся в Витимской нефритоносной провинции (фиг. 1).

За рубежом большинство месторождений аподоломитового нефрита находятся в Китае (фиг. 1). Наиболее крупные известные месторождения расположены в Северо-Западном Китае. В Синцзян-Уйгурском автономном районе находится обрабатываемый уже 6 тысяч лет нефритоносный пояс Хотан как с коренными месторождениями (Liu et al., 2015; Liu et al., 2017; Zhang et al., 2022; Nangeelil et al., 2023), среди которых наиболее известен и изучен Аламас (Liu et al., 2010, 2011<sub>1</sub>), так и со знаменитыми россыпными месторождениями Юрункаш – “река белого нефрита” и Каракаш – “река черного нефрита” (Liu et al., 2011<sub>2</sub>, 2016; Jing, Liu, 2022; Zheng et al., 2023). К поясу Хотан с востока примыкает нефритоносный район Алтынтаг (Gao et al., 2019; Jiang et al., 2020; Liu et al., 2021; Liang et al., 2022; Zhang et al., 2022; Jiang et al., 2023). Еще восточнее в провинции Цинхай находятся месторождения Голмуд и другие (Yu et al., 2016<sub>1, 2</sub>; Gong et al., 2023). Ряд месторождений находится в Северо-Восточном Китае: Тели в провинции Хэйлуцзян (Gao et al., 2019<sub>2</sub>; Xu et al., 2022; Xu, Bai, 2022), Паныши в провинции Гиринь (Bai et al., 2019), Сюань и Санпийюй в провинции Ляонин (Zhang et al., 2019; Zheng et al., 2019). В Восточном Китае известно месторождение Сяомэйлин в провинции Цзянсу (Li et al., 2021, 2022). В Южном Центральном Китае находятся месторождения Луаньчунь в провинции Хэнань (Ling et al., 2015; Chen et al., 2022) и Дахуа в Гуанси-Джуанском автономном районе (Yin et al., 2014; Zhong et al., 2019; Bai et al., 2020). В Южном Западном Китае – месторождения Лунси

в провинции Сычуань (Wang et al., 2022; Fu et al., 2023) и Лосянь в провинции Гуйжоу (Zhang et al., 2015; Wang et al., 2020; Li et al., 2023<sub>1</sub>).

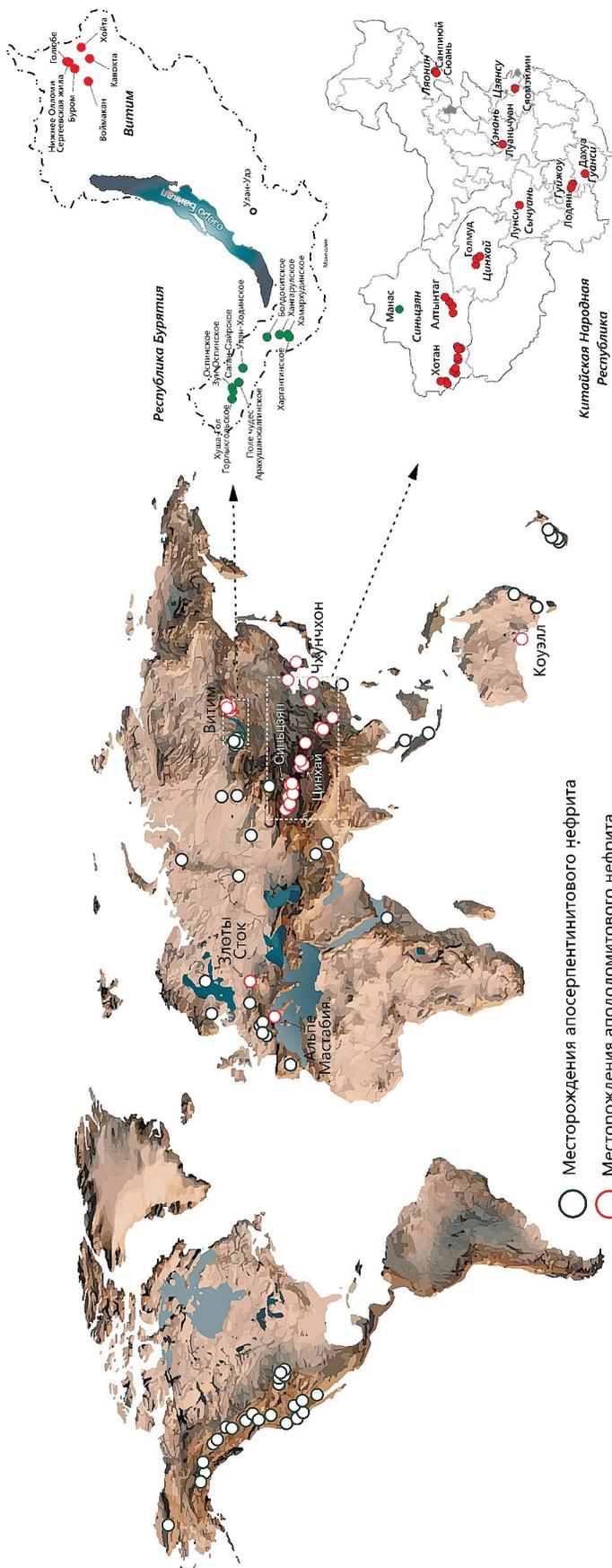
В других странах следует отметить (фиг. 1) месторождение Чхунчхон в Южной Корее (Yui, Kwon, 2002; Feng et al., 2022; Li et al., 2023<sub>2</sub>), район Коуэлл на полуострове Эйр в Южной Австралии (Nichol, 2000; Tan et al., 2013), месторождение Альпе Мастабия (Вал Маленко) в Ломбардии, Италия (Adamo, Vocchio, 2013), месторождение Злоты Сток в Нижней Силезии, Польша (Korybska-Sadło et al., 2018; Gil et al., 2015, 2020).

До сих пор остается дискуссионной роль метаморфических и метасоматических процессов в формировании нефрита. На большинстве изученных аподоломитовых месторождений тела нефрита локализируются на контакте доломита и гранита. Есть исключения, например месторождения Дахуа (Zhong et al., 2019), образовавшееся на контакте диабазы и известняка, Лосянь (Zhang et al., 2015) – в известняках вблизи тел диабазы, Луаньчунь (Ling et al., 2015) – в доломите на удалении от контакта с метагаббро. Для месторождений Витимской нефритоносной провинции более характерно образование нефрита на контакте доломита и амфиболита, слагающих ксеноблоки в граните Ангаро-Витимского батолита. Уникальные особенности ассоциации нефрита со скарнированными амфиболитами определяют необходимость их изучения.

Однако научно-исследовательские работы на российских месторождениях нефрита проводились в основном в 1980-х годах. В какой-то мере исследования нефрита Витимской нефритоносной провинции возобновлены лишь в последние годы (Бурцева и др., 2015<sub>1, 2</sub>; Сутурин и др., 2015; Гомбоев и др., 2017; Филиппова и др., 2021; Кислов и др., 2023). В данной работе приведены результаты исследования Воймаканского месторождения, находящегося на западном фланге Витимской нефритоносной провинции. Научно-исследовательские работы на этом месторождении ранее не проводились, публикации в открытой печати отсутствуют.

## ВОЙМАКАНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ

Воймаканское месторождение аподоломитового нефрита находится в западной части Витимской нефритоносной провинции. В географическом отношении месторождение расположено на территории Баунтовского эвенкийского района Республики Бурятия в Средне-Витимской горной стране (фиг. 2).



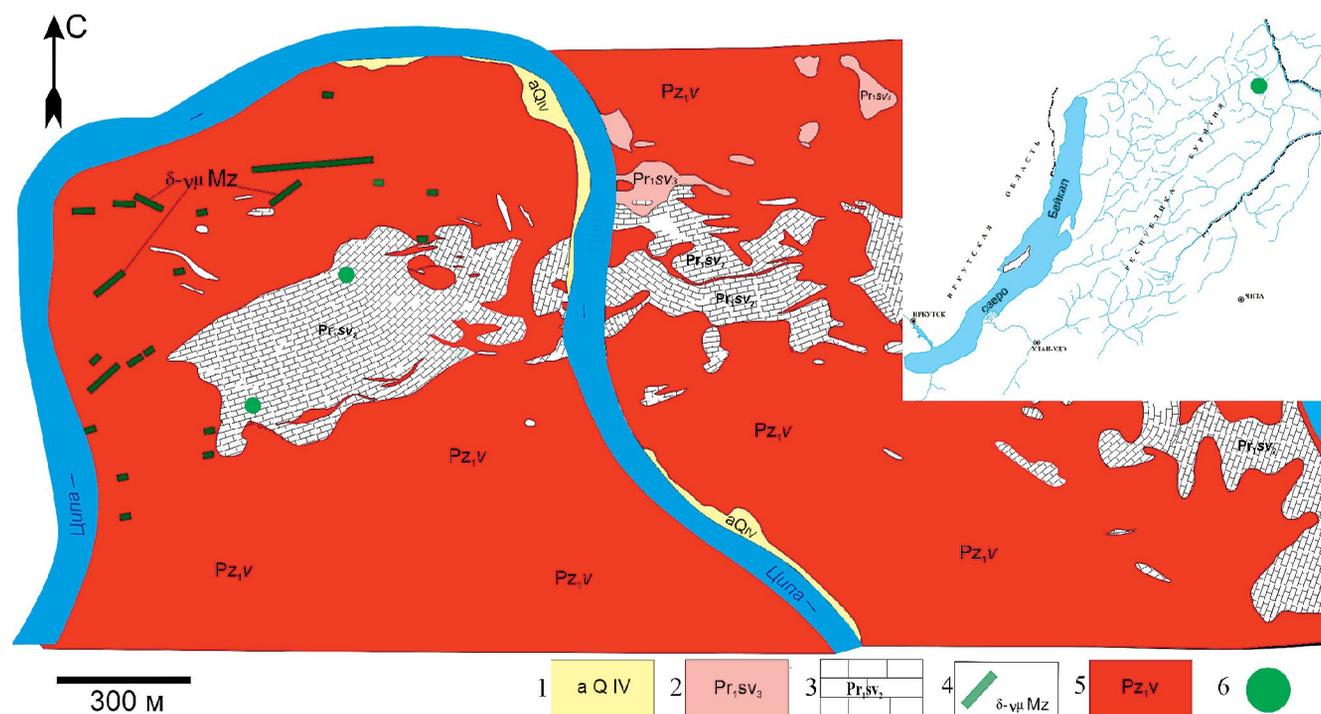
Фиг. 1. Месторождения нефрита в мире, Бурятии и Китае.

Воймаканское проявление апокарбонатного нефрита выявлено в 1981 г. А.П. Секериным при проведении рекогносцировочных маршрутов экспедицией “Байкалкварцсамоцветы” в среднем течении р. Ципа (Кодочигов, Курбатов, 2015ф<sup>1</sup>). Среди развалов элювиально-делювиальных глыб гранитов и мраморов были обнаружены валуны кальцит-тремолитовых скарнов. Геологоразведочные работы на Воймаканском проявлении проводились до 1991 г. экспедицией “Байкалкварцсамоцветы” в небольшом объеме в связи с наличием в этом районе более перспективных объектов. В 1990–2000-е гг. велась нелегальная добыча нефрита в карьере с нагорными канавами. Ситуация изменилась в 2012 г. после получения лицензии на геологическое изучение, разведку и добычу нефрита ЗАО “МС Холдинг” (Кодочигов, Курбатов, 2015ф).

Район расположения Воймаканского месторождения характеризуется развитием различных осадочных, метаморфических и интрузивных

пород, осложнен тектоникой (фиг. 2). Метаморфические и осадочные (за исключением современного аллювия) породы относятся к суванихинской свите нижнего протерозоя. Она подразделяется на три подсвиты, из которых на участке месторождения представлены две. К верхней подсвите относятся кварц-биотитовые, биотит-кордиеритовые, силлиманит-биотитовые, биотит-роговообманковые сланцы, гнейсы, амфиболиты, прослои и горизонты кристаллических известняков, кислых и основных метаморфизованных эффузивов. К средней подсвите отнесены кристаллические известняки, доломиты с прослоями биотитовых сланцев. Степень метаморфизма отвечает амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фациям.

Большая часть площади месторождения сложена выходами Витимканского интрузивного комплекса нижнего палеозоя. Первая фаза комплекса представлена порфировидными амфибол-биотитовыми гранитами, гранодиоритами, диоритами,



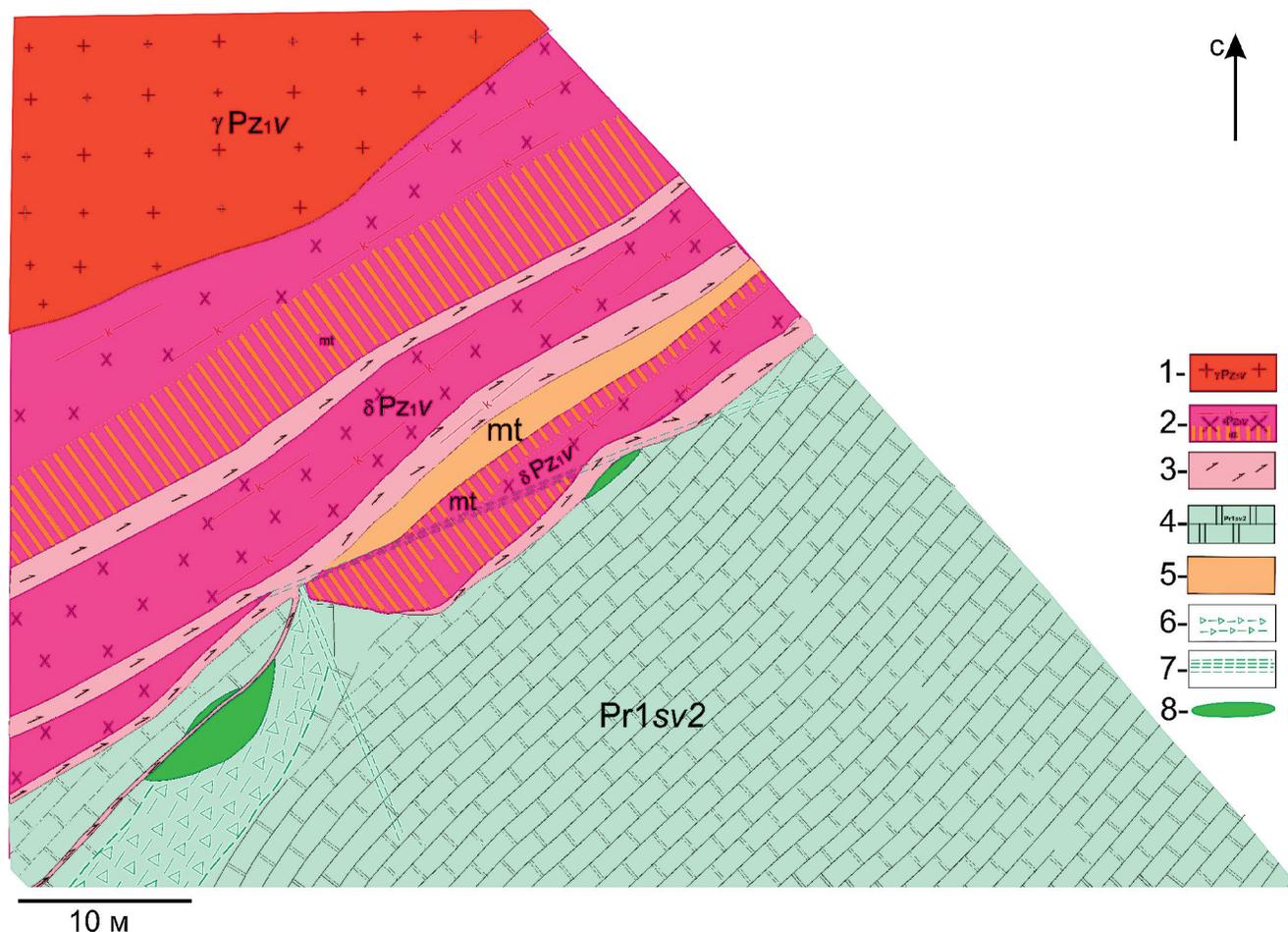
**Фиг. 2.** Геологическая карта Воймаканского месторождения по (Кодочигов, Курбатов, 2015ф) с дополнениями и исправлениями; 1 – аллювиальные отложения; 2 – верхняя подсвита суванихинской свиты: сланцы, гнейсы, амфиболиты, известняки, метаэффузивы; 3 – средняя подсвита суванихинской свиты: известняки, доломиты, сланцы; 4 – мезозойские интрузивы: габбро, диориты, габбро-диориты; 5 – Витимканский интрузивный комплекс: граниты, гранодиориты, диориты, аплиты, пегматиты; 6 – залежи нефрита вне масштаба.

<sup>1</sup> Кодочигов В.С., Курбатов С.Л. Отчет о поисково-оценочных работах на Воймаканском проявлении апокарбонатного нефрита за 2011–2014 гг. с подсчетом запасов по состоянию на 1.02.2014 г. Улан-Удэ, 2014.

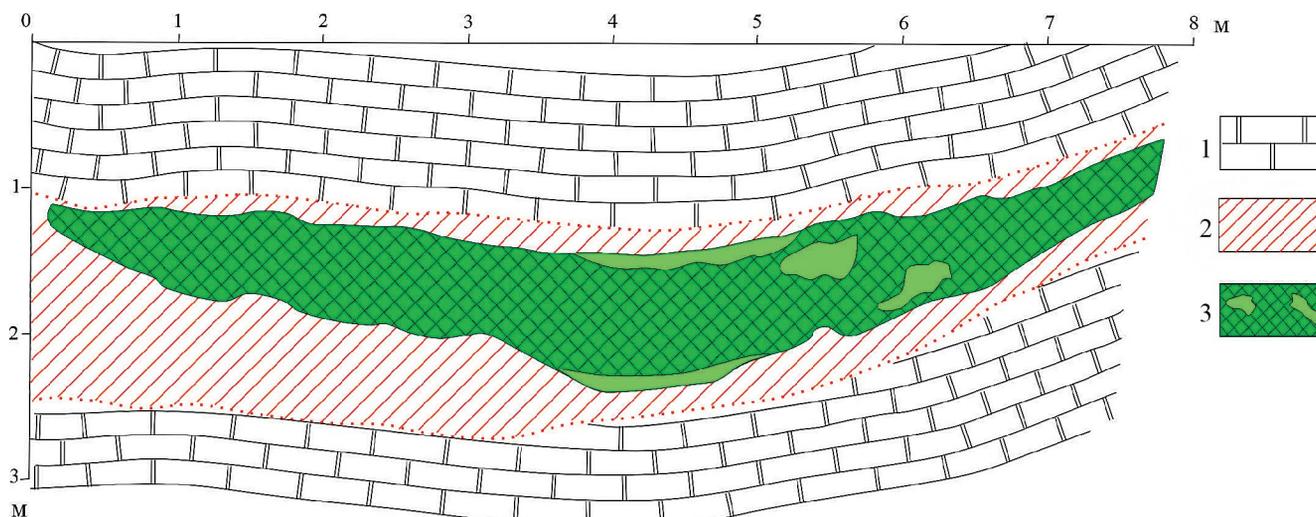
дайками аплитов, телами пегматитов. Вторая фаза – лейкократовыми биотитовыми равномернoзернистыми, реже гнейсовидными гранитами, гранодиоритами. К мезозою отнесены дайки габбро, диоритов, габбро-диоритов.

В пределах Воймаканского месторождения широко распространены разрывные нарушения различного времени заложения, ориентировки и амплитуды. Отчетливо выделяются две диагональные системы разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Разрывные нарушения характеризуются наличием зон дробления и милонитизации с крутыми углами падения ( $60^{\circ}$ – $90^{\circ}$ ). К зонам разломов приурочены дайки габбро, диоритов, габбро-диоритов и тела метасоматических пород.

Метасоматические изменения с образованием нефритоносных зон развиты вблизи контактов мраморизованных доломитов и амфиболитов – метаморфических пород по основным эффузивам (фиг. 3). В гранитах метасоматические изменения выражаются в существенном увеличении содержания эпидота, клиноцоизита, уменьшении содержания биотита, появлении тремолита и хлорита. В амфиболитах роговая обманка замещается тремолитом, плагиоклаз – эпидотом, появляется хлорит, порода преобразуется в эпидот-тремолитовый скарн. Метасоматические изменения в карбонатных породах проявлены сильнее, с образованием кальцит-тремолитовых скарнов с желваками, гнездами и жилами нефрита (Кодочигов, Курбатов, 2015ф).



**Фиг. 3.** Геологическая схема залежи нефрита № 1 (первый и второй блоки) на контакте мраморизованных доломитов и амфиболитов по (Кодочигов, Курбатов, 2015ф) с дополнениями и исправлениями. Витимканский интрузивный комплекс: 1 – первая фаза, 2 – вторая фаза, 3 – верхняя подсвита суванихинской свиты, 4 – средняя подсвита суванихинской свиты, 5 – метасоматически измененные породы, 6 – тектонические брекчии, 7 – зоны разрывных нарушений, 8 – тела кальцит-тремолитовых скарнов с желваками и жилами нефрита.



**Фиг. 4.** Зарисовка разреза третьего блока 1 залежи – расчистка в западной стенке карьера (Кодочигов, Курбатов, 2015ф) с дополнениями и исправлениями: 1 – доломитовый мрамор эпидотизированный, 2 – эпидот-тремолитовый скарн, 3 – кальцит-тремолитовый скарн с желваками и прожилками нефрита.

На Правобережном участке Воймаканского месторождения нефрита выявлено 8 залежей нефрита. По залежам №№ 1 и 2 защищены запасы. На Левобережном участке работы продолжаются.

Залежь №1 нефрита (фиг. 3, 4) находится в теле кальцит-тремолитового скарна в доломитовом мраморе на расстоянии 1.5–2 м от контакта с гранитом. Отмечаются контакты с эпидот-тремолитовым скарном. Вдоль контактов залежь тектонизирована, по трещинам борозды и зеркала скольжения. Залежь №1 имеет крутое падение на юго-запад, сложена тремя разрозненными телами (блоками), разделенными кальцит-тремолитовым скарном и находящимися на расстоянии 4.0–4.5 м друг от друга. Длина первого блока 12 м, мощность от 0.15 до 1.04 м, в среднем 0.58 м; длина второго блока 7 м, мощность 0.10–2.25 м, в среднем 1.74 м; длина третьего блока 7 метров, мощность 0.17–0.65, в среднем 0.41 м (фиг. 4).

Залежь №2 залегает в теле кальцит-тремолитового скарна среди доломитового мрамора на расстоянии 1.5–2 м от контакта с метасоматизированным гранитом, контакты кальцит-тремолитового скарна с доломитом катаклазированы и окварцованы. В плане залежь имеет форму крутопадающей линзы. По простиранию залежь прослежена на 15 м, мощность от 0.22 до 1.34 м, в среднем 0.59 м.

Полная метасоматическая зональность: доломитовый мрамор – кальцифир – кальцит-тремолитовый скарн с нефритом – эпидот-тремолитовый

скарн – амфиболит или диорит. Чаше наблюдают неполные варианты зональности.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изучены штучные образцы из кернов скважин, в меньшей мере из валовых проб, полученных в ходе геологоразведочных работ, выполненных ООО “ВВС” на Воймаканском месторождении по заказу ЗАО “МС Холдинг”. Для детального исследования отобраны 12 образцов нефрита и 5 образцов вмещающих пород. Визуальное петрографическое и минералогическое изучение проводилось при естественном освещении, применялась фотофиксация. Декоративные свойства (окраска, оттенок, рисунок, наличие каемок, степень шероховатости) определялись при помощи бинокля МБС-10 и геммологического фонарика. Шлифы изучены под поляризационным микроскопом “Olympus VX-51”.

Анализ макрокомпонентов выполнен в ЦКП “Геоспектр” ГИН СО РАН, Улан-Удэ: SiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> определялись фотометрическим методом; CaO, MgO, MnO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CO<sub>2</sub> – атомно-абсорбционным спектроскопическим; FeO, CO<sub>2</sub> – титриметрическим; ппп, S – гравиметрическим; Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O – пламенно-фотометрическим; Cr, V, Co, Ni, Cu – атомно-эмиссионным спектральным методом. Аналитики Л.В. Митрофанова, Т.Г. Хумаева, О.В. Корсун, Е.Д. Утина, М.Г. Егорова.

Содержания микроэлементов определены в ЦКП “Геоаналитик” (ИГГ УрО РАН) на квадрупольном ИСП масс-спектрометре NexION300S (Perkin Elmer, США). Микроволновое разложение проб осуществлялось смесью кислот HCl + HNO<sub>3</sub> + HF с использованием системы Berghof Speedwave MWS 3+. Операционные условия масс-спектрометра: мощность радиочастотного генератора – 1300 Вт, материал конусов – платина. Все измерения проводились в режиме количественного анализа с построением градуировочных кривых. Для построения градуировочных зависимостей использовались сертифицированные в соответствии ISO 9001 мультиэлементные стандартные растворы (Perkin Elmer Instruments). Для контроля использованы сертифицированные образцы базальта BCR-2 и андезита AGV-2 (USGS). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца проводилось с периодичностью 1:5–1:10. Полученные концентрации редких, рассеянных и редкоземельных элементов удовлетворительно согласуются с аттестованными величинами с допустимым отклонением в пределах 15%. Погрешности определения элементов составили (отн. %): 24 (Cr, Ni, Co, Cu, V, Ba, Sr), 30 (Rb), 41 (PЗЭ), 50 (Zr), 60 (Y, Hf, Ta, Nb, Th, U). Аналитик Д.В. Киселева.

Измерения изотопного состава кислорода выполнялись на газовом масс-спектрометре FINNIGAN MAT 253 в ЦКП “Геоспектр” (ГИН СО РАН, Улан-Удэ) с использованием двойной системы напуска в классическом варианте (стандарт – образец). Подготовка образцов проводилась с использованием метода лазерного фторирования (ЛФ) на опции “лазерная абляция с экстракцией кислорода из силикатов” в присутствии реагента BrF<sub>5</sub> по методу (Sharp, 1990). Для калибровки использовались международные стандарты NBS-28 (кварц) и NBS-30 (биотит). Правильность полученных значений контролировалась регулярными измерениями собственного внутреннего стандарта ГИ-1 (кварц) и лабораторного ИГЕМ РАН Polaris (кварц). Погрешность полученных значений величин δ<sup>18</sup>O находилась на уровне (1σ) ± 0.2‰. Аналитик В.Ф. Посохов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

### *Качественные характеристики нефрита*

На Воймаканском месторождении нефрит имеет преимущественно светло-салатную, салатную, серо-салатную и бурую (медовую) окраску (фиг. 5). В некоторых образцах окраска

неоднородная из-за включений визуально различных призматических зерен тремолита, кальцита, диопсида, включений мелкозернистого кальцит-тремолитового агрегата. Просвечиваемость по краю штуфа от 1 до 5 см. Твердость 5–5.5 по шкале Мооса. Плотность 2.94–2.95 г/см<sup>3</sup>. Блеск матовый, излом раковистый или занозистый. Содержание сортового нефрита в штуфных пробах 5–50 об. %, среднее содержание в валовых пробах разных залежей – 3.1–5.2 об. %. Нефрит принимает совершенную полировку с зеркальным блеском. Дефекты: разноориентированные трещины, включения визуально различных минералов и их агрегатов, развитие хлорита и талька, пленки кальцита, вторичных минералов железа и марганца на поверхностях и в трещинах.

### *Петрографическое описание*

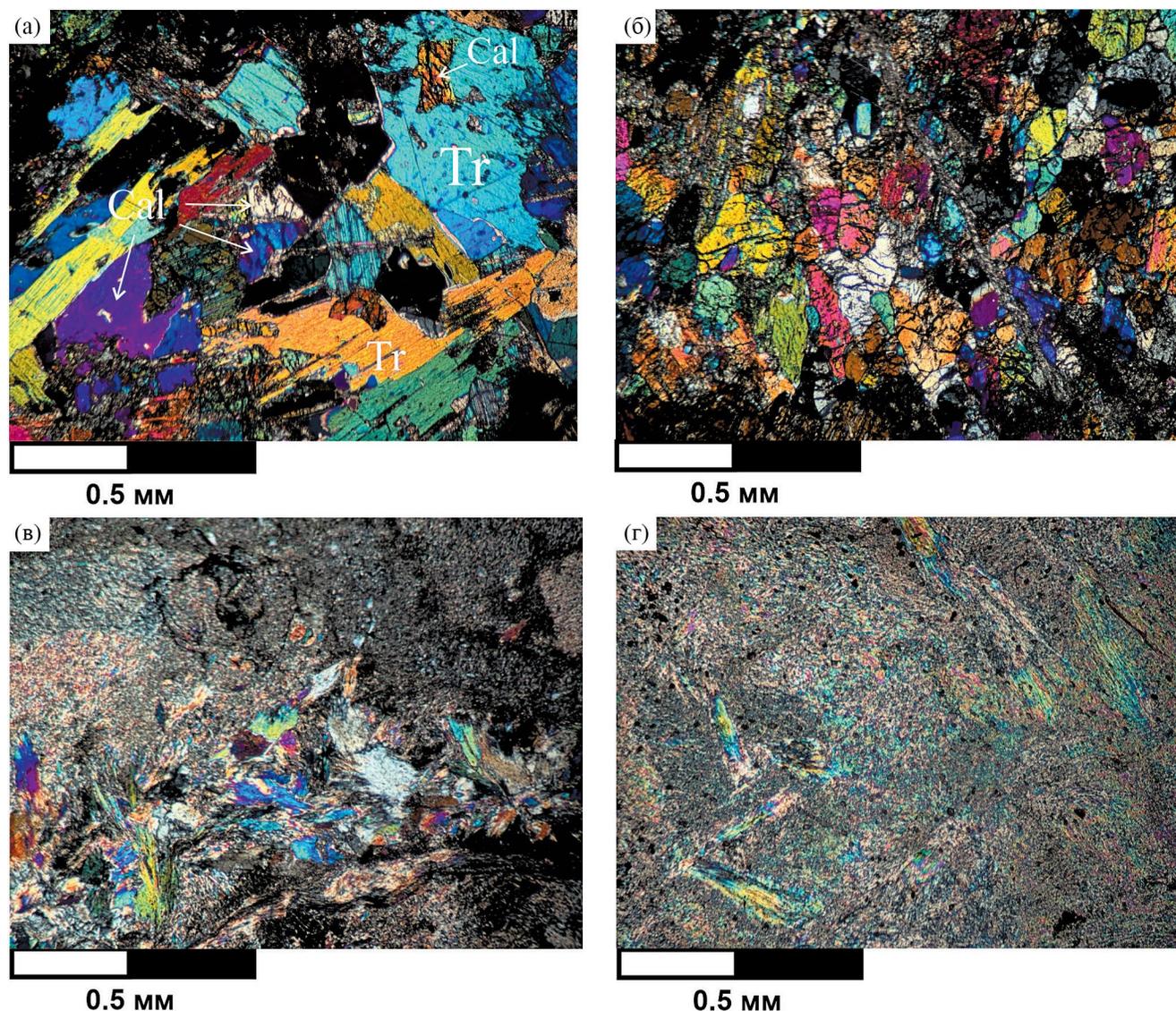
Нефрит образует желваки, жилы, гнезда, линзы в жильных телах кальцит-тремолитового скарна. *Кальцит-тремолитовый скарн* белый, матовый (фиг. 5ж), сложен удлиненно-призматическими кристаллами и радиально-лучистыми агрегатами тремолита, зернами и тонко-лучистыми агрегатами кальцита (фиг. 6а).

На контакте с кальцит-тремолитовым скарном обычно находятся *эпидот-тремолитовые до хлорит-эпидот-тремолитовых скарны*. Эпидот-тремолитовые скарны среднезернистые полосчатые (фиг. 5д, е). Их окраска варьирует от зеленой до темно-зеленой. Структура основной массы гранобластовая. Эпидот-тремолитовые скарны сложены крупными удлиненно-призматическими, реже игольчатыми кристаллами тремолита (фиг. 6б), интерстиции между которыми заполнены хлоритом и серпентином, в подчиненном количестве крупные кристаллы эпидота, иногда с включениями циркона.

Карбонатные породы в непосредственной близости залежей нефрита представлены кристаллическими *доломитами*. Внешне это светло-серые, кремовые разномзернистые полнокристаллические породы (фиг. 5з). Структура доломита гранобластовая, основные минералы – кальцит и доломит. Кальцит зачастую мелкозернистый, часто удлиненный, единичные зерна достигают 0.1 мм, составляет 20–25 об. % породы. Доломит в шлифах представлен гипидиоморфными зернами с ярко выраженными полисинтетическими двойниками, размеры зерен достигают 0.25 мм. Встречаются изометричные агрегаты хлорита и зерна фторапатита.



**Фиг. 5.** Цветовые вариации нефрита Воймаканского месторождения: а – салатный V1-14; б – светло-салатный (А) с обособлениями кальцит-тремолитового агрегата (Б) РК 5-4-1; в – диопсидит (В) с серо-салатным нефритом (А) КР 57-1-12; г – бурый (медовый) РК 3; д – контакт эпидот-тремолитового скарна (Г) со светло-зеленым нефритом (А) КР 5-3-1; е – контакт эпидот-тремолитового скарна (Г) с коричневым (медовым) нефритом (А) РК 3; ж – контакт кальцит-тремолитового скарна (Д) с коричневым (медовым) нефритом (А) РК 4; з – доломит КР 81-1-3.



**Фиг. 6.** Микрофотографии образцов: а – лейсты тремолита Tr и мелкие зерна кальцита Cal в кальцит-тремолитовом скарне КР 6-1-3; б – гипидиоморфные зерна тремолита в эпидот-тремолитовом скарне РК-3; в – прожилок изометричного до игольчатого позднего тремолита сетчатый скрытокристаллический спутанно-волоконистый агрегат тремолита нефрита КР 5-3-7; г – скрытокристаллический спутанно-волоконистый агрегат тремолита нефрита КР 5-3-7.

*Нефрит* Воймаканского месторождения характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волоконистой (фибробластовой) структурой (фиг. 6г). Приконтактовая часть нефрита сложена лейстами и игольчатыми агрегатами тремолита. Ранние гипидиоморфные более крупные зерна тремолита замещаются скрытокристаллическим тремолитовым агрегатом. Наблюдается развитие более поздних гипидиоморфных крупных кристаллов тремолита (фиг. 6в).

С нефритом ассоциируют своеобразные породы, состоящие в основном из диопсида

с прожилками и линзами нефрита (рис. 5в). Мы их назвали по составу *диопсидитами*, хотя классический диопсидит – это пироксенит, состоящий преимущественно из диопсида с незначительной примесью магнетита и иногда ортопироксена, оливина или основного плагиоклаза, образующий жилы в ультраосновных породах и ранние дифференциаты габброидных интрузивов. Преобладающий в описанной нами метасоматической породе диопсид светло-бежевый, цвета слоновой кости, неравномернозернистый – иногда зерна достигают 2 см в сечении.

*Вещественный состав пород*

Как показывает анализ макрокомпонентов (табл. 1), для нефрита разных оттенков характерны небольшие вариации Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и FeO. Содержания остальных компонентов варьируют незначительно, за исключением никеля и кобальта. Отличается белый с салатным оттенком нефрит КР-5-3-7 с повышенным содержанием СаО, СО<sub>2</sub> и V – половину этого образца составляет тонкозернистый кальцит-тремолитовый агрегат. Доломит и эпидот-тремолитовый скарн значительно отличаются по составу от нефрита: повышенное содержание SiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в эпидот-тремолитовом скарне и пониженное в доломите, обе эти породы содержат меньше MgO и больше СаО, чем нефрит.

По микрокомпонентам (табл. 2) для нефритов вне зависимости от цвета также характерны

незначительные вариации, за исключением мышьяка, серебра, олова, редкоземельных элементов, тантала и урана. Эпидот-тремолитовый скарн отличается от нефрита повышенным содержанием скандия, титана, меди, цинка, галлия, селена, стронция, циркония, молибдена, кадмия, олова, теллура, редкоземельных элементов, гафния, тантала, висмута и тория. Для доломита характерно пониженное в той или иной степени содержание практически всех микрокомпонентов относительно нефрита.

На Воймаканском месторождении значение δ<sup>18</sup>O нефрита относительно SMOW составляет –18.5 ÷ –18.8‰; кальцит-тремолитового скарна –17.4‰; эпидот-тремолитового скарна –4.4, +2.6‰; доломита +26.1‰ (табл. 3).

**Таблица 1.** Содержание макрокомпонентов в породах, мас. %; Cr, V, Co, Ni, Cu в г/т

	KS-19	KS-18	V1-14	КР-5-3-7	РК-1 N	РК-3	КР-81-1-3	РК-1 S
SiO <sub>2</sub>	56.30	56.20	56.50	51.60	56.10	57.60	0.90	43.40
TiO <sub>2</sub>	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.70	0.50	0.50	0.70	1.00	0.60	0.10	10.20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.34	<0.10	0.17	0.10	0.24	<0.10	0.10	1.54
FeO	0.92	0.44	0.44	0.28	<0.10	0.24	<0.10	1.20
MnO	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.04	0.04	0.11
MgO	24.00	24.64	23.60	20.09	25.70	25.30	21.34	13.97
CaO	12.48	13.02	13.68	18.17	12.76	13.02	31.30	21.31
Na <sub>2</sub> O	0.11	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.05	0.12
K <sub>2</sub> O	0.07	0.07	0.05	0.09	0.03	0.05	<0.01	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.87	0.15
п.п.п	4.70	4.39	4.65	8.81	3.16	3.03	44.72	7.11
Σ	99.70	99.44	99.76	100.05	99.24	100.00	99.45	99.97
CO <sub>2</sub>	–	–	1.98	6.60	0.66	0.44	44.66	3.52
S	–	–	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
F	0	0	0.20	0.10	0.27	0.34	0.06	0.07
Cr	9	10	<5	<5	7	5.5	5	6
V	–	–	6	36	9	11	4.5	60
Co	10	18	11	11	9	41	19	13
Ni	22	25	<3	4	3	<3	3.5	7.7
Cu	–	–	<3	<3	<3	<3	3.5	<3

Примечание. Здесь и далее – нефрит: KS-18, KS-19, V1-14 – светло-салатный, КР-5-3-7 – белый с салатным оттенком, РК-1 N – белый с желтоватым оттенком, РК-3 – бурый; КР-81-1-3 – доломит, РК-1 S – эпидот-тремолитовый скарн.

Таблица 2. Содержание микрокомпонентов в породах, г/т

	KS-18	KS-19	V1-14	PK-3	PK-5-3-7	PK-1 N	PK-1 S	KP-81-1-3
Li	6	2.6	4	5	10	7	16	1.3
Be	6.4	5	5.6	13	10	9	6.2	0.08
Sc	1.2	5	6	6	5	6	34	2.4
Ti	60	60	17	50	30	30	4200	90
V	14	6	9	11	40	10	70	2.5
Cr	8	9	2.8	7	3	9	6	7
Mn	320	400	300	190	380	160	500	180
Co	12	8	21	42	14	11	21	22
Ni	18	16	23	19	27	19	34	50
Cu	5	6	1.9	1.8	2.9	1.9	16.6	5
Zn	50	30	50	30	50	17	110	12
Ga	1.5	1.2	1.4	1	2.6	1.3	22	0.4
Ge	0.5	0.5	1.1	0.7	1.2	0.7	1.8	0.026
As	103	104	0.44	0.36	0.41	0.21	1.9	1.5
Se	0.21	0.29	0.22	0.21	0.29	0.3	2.5	0.5
Rb	2.6	2.9	3.1	2.7	8.0	0.9	2.0	0.13
Sr	60	80	9	8	18	3.4	210	50
Y	1	5	0.7	1.5	0.7	3	80	0.9
Zr	1.4	2.8	1.9	0.5	2.2	0.6	69	12
Nb	1.7	0.4	0.6	0.41	0.2	0.4	60	0.7
Mo	0.17	0.26	0.08	0.05	0.15	0.028	2.6	0.09
Ag	0.017	<0.0004	0.145	3.3	0.116	0.075	2.1	0.141
Cd	0.03	0.03	0.04	0.04	0.07	0.04	0.13	0.06
Sn	0.47	0.28	0.035	0.023	0.036	0.24	4	0.08
Sb	0.08	0.07	0.06	0.08	0.04	0.04	0.09	0.017
Te	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.013	<0.01
Cs	0.7	1	1.5	1	0.8	0.19	0.23	0.009
Ba	5.5	4	2.3	11	3.5	7	12	3.3
La	0.27	3	0.6	0.6	0.14	1.4	60	0.25
Ce	0.31	7	1.1	1.2	0.34	3.5	170	0.7
Pr	0.032	1.1	0.1	0.16	0.046	0.43	23	0.07
Nd	0.099	4.5	0.36	0.72	0.21	1.7	80	0.3
Sm	0.018	1.1	0.07	0.17	0.048	0.31	15	0.06
Eu	0.0052	0.24	0.011	0.026	0.019	0.051	2.7	0.017
Gd	0.021	1	0.068	0.16	0.055	0.32	14	0.074
Tb	0.004	0.14	0.012	0.028	0.01	0.05	1.8	0.011
Dy	0.038	0.8	0.07	0.16	0.07	0.28	10	0.07
Ho	0.014	0.15	0.017	0.033	0.014	0.06	2.2	0.018
Er	0.07	0.4	0.051	0.1	0.051	0.19	6	0.059
Tm	0.02	0.05	0.008	0.013	0.009	0.026	0.9	0.009
Yb	0.17	0.3	0.06	0.07	0.06	0.17	6	0.06
Lu	0.023	0.05	0.009	0.011	0.008	0.025	0.8	0.01
Hf	0.016	0.034	0.04	0.017	0.033	0.019	2.6	0.12
Ta	0.2	0.007	0.025	0.027	0.012	0.018	3.2	0.028
W	50	50	70	60	24	30	40	30
Tl	0.009	0.005	0.018	0.014	0.05	0.008	0.022	0.0031
Pb	2.8	4	2.4	2.4	3	2.1	4	4
Bi	<0.0005	<0.0005	0.0087	0.0013	0.0019	0.00104	0.094	0.037
Th	0.021	0.012	0.03	0.026	0.03	0.04	12.8	0.4
U	1.1	0.28	0.26	0.16	0.19	0.07	2.8	0.9

Примечание. Характеристику проб см. в примечании к табл. 1.

**Таблица 3.** Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ )

Проба	$\delta^{18}\text{O},\text{‰}$ V-SMOW
V1-14	-18.5
V1-14	-4.4
KP-5-2-5	-17.4
PK-3	-18.8
PK-1	-18.8
PK-1	2.6
KP-81-1-3	26.1

Примечание. Характеристику проб см. в примечании к табл. 1.

### ОБСУЖДЕНИЕ

*Особенности геологического строения* месторождения и рудных залежей, структуры и текстуры пород Воймаканского месторождения типичны для Витимской нефритоносной провинции (Сутурин и др., 2015; Гомбоев и др., 2017; Кислов и др., 2023). Спецификой Воймаканского месторождения можно считать широкое развитие в нефритоносных телах диопсидита. Порода обладает декоративностью – диопсидит цвета слоновой кости содержит линзочки, затейливые прослои нефрита серого, салатного, светло-бурого цвета, принимает зеркальную полировку. Такой диопсидит может использоваться как камнесамоцветное сырье для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций. Еще одно отличие от других месторождений Витимской нефритоносной провинции – широкое развитие талька вплоть до полного замещения нефрита.

*Аподоломитовая природа нефрита* не вызывает сомнений, тем не менее для ее подтверждения был привлечен химический состав нефрита. Считается, что у апосерпентинитового нефрита значение  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$  обычно более 0.06, тогда как у аподоломитового нефрита менее 0.06 (Siqin et al., 2012). Содержание FeO в нефрите Воймаканского месторождения не превышает 0.92 вес. %, а MgO составляет 20.09–27.70 вес. % (табл. 1), что соответствует аподоломитовому нефриту. Для сравнения: средние содержания в аподоломитовом нефрите Витимских россыпных проявлений 0.59 вес. % FeO, 24.46 вес. % MgO; Буромского месторождения – 1.09 вес. % FeO, 24.13 вес. % MgO; Голубинского месторождения – 0.34 вес. % FeO, 23.07 вес. % MgO; Кавоктинского месторождения – 0.75 вес. % FeO, 23.14 вес. % MgO (Сутурин и др., 2015). Наши данные по нефриту Кавоктинского

месторождения несколько отличаются: 0.16–0.22 вес. % FeO, 24.98–25.77 вес. % MgO (Кислов и др., 2023).

Содержание Cr, Ni, Co также различается: в апосерпентинитовом нефрите относительно высокое – 900–2812 г/т Cr, 958.7–1898 г/т Ni и 42–207 г/т Co, тогда как в аподоломитовом нефрите относительно низкое: 2–179 г/т Cr, 0.05–471 г/т Ni и 0.5–10 г/т Co (Siqin et al., 2012). Нефрит Воймаканского месторождения соответствует аподоломитовому нефриту: до 10 г/т Cr, до 25 г/т Ni и 9–10 г/т Co за исключением 41 г/т Co в буром нефрите по данным атомно-эмиссионного спектрального анализа (табл. 1), 2.8–9 г/т Cr, 16–27 г/т Ni и 8–21 г/т Co за исключением 42 г/т Co в буром нефрите по данным ICP-MS анализа (табл. 2). Для сравнения: средние содержания в аподоломитовом нефрите Витимских россыпных проявлений 20 г/т Cr, 6 г/т Ni и 2 г/т Co; Буромского месторождения – 36 г/т Cr, 14 г/т Ni и 3 г/т Co; Голубинского месторождения – 37 г/т Cr, 36 г/т Ni и 6 г/т Co (Сутурин и др., 2015). В нефрите Кавоктинского месторождения: до 9 г/т Cr, 8–9.5 г/т Ni и 6–9.8 г/т Co по данным силикатного анализа; 2.4–15 г/т Cr, 6–11 г/т Ni и 4–6 г/т Co по данным ICP-MS анализа (Кислов и др., 2023).

Аподоломитовый нефрит также отличается повышенным содержанием фтора. Среднее содержание фтора в апокарбонатных нефритах Витимских проявлений – 0.57 вес. % (Сутурин и др., 2015), Кавоктинского месторождения – 0.11 вес. % (Кислов и др., 2023). Содержания фтора в апосерпентинитовых нефритах значительно ниже, в среднем по месторождениям: Оспинскому – 0.04 вес. %, Уланходинскому – 0.04 вес. %, Нырдовоменшор – 0.01 вес. %, Хамархудинскому – 0.07 вес. % (Сутурин и др., 2015). В нефрите Воймаканского месторождения содержание фтора до 0.34 вес. %, в среднем 0.15 вес. % (табл. 1), что отвечает аподоломитовому нефриту и объясняется нередким присутствием фтора в составе тремолита и широким развитием фторапатита.

К индикаторным элементам можно также отнести барий и стронций. В отличие от апокарбонатного нефрита с отношениями стронция к барию 1.7–2.0, в апосерпентинитовом нефрите стронций-бариевое отношение менее 1 или незначительно выше (Сутурин и др., 2015). В нефрите Воймаканского месторождения при больших вариациях среднее отношение стронция к барию 5.4, что также соответствует его аподоломитовой природе.

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) в нефрите и вмещающих породах низкое, варьирует в пределах 0.008–7 г/т. Минералы-концентраторы РЗЭ в нефрите – фторапатит, реже эпидот, возможно изоморфное вхождение РЗЭ в диопсид и в тремолит в позицию кальция. Характер распределения РЗЭ плоский с небольшим правым наклоном, обогащением легкими РЗЭ (фиг. 7). У трех образцов нефрита из четырех отмечается слабоотрицательная Eu-аномалия, у двух – еще меньшая отрицательная Ce-аномалия.

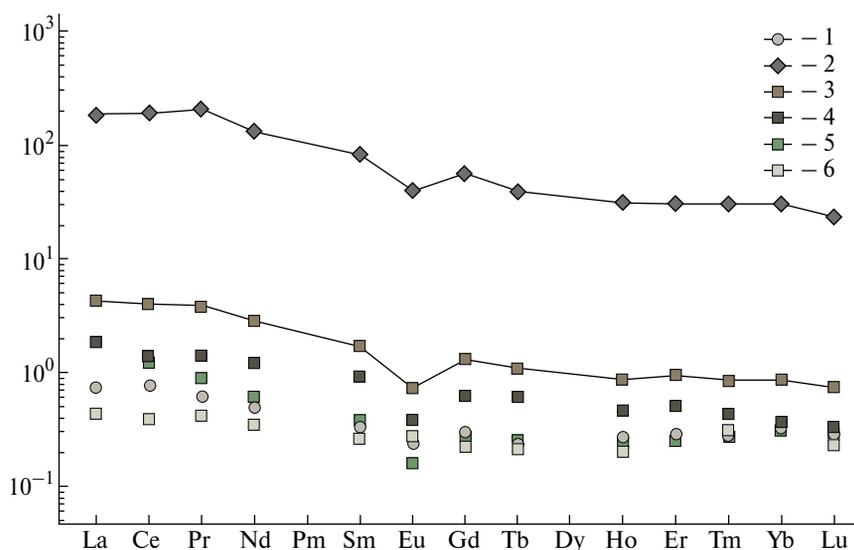
Распределение РЗЭ в доломите практически идентично распределению в нефрите при пониженных содержаниях с незначительными отрицательной Eu-аномалией и положительной Ce-аномалией. Это объясняется тем, что содержание РЗЭ в гидротермальных флюидах, будь то магматического, метаморфического или вадозного происхождения, как правило, низкое (Римская-Корсакова, Дубинин, 2003; Бортников и др., 2007; Горбачев и др., 2010). Следовательно, на содержание РЗЭ в нефрите в основном влияют окружающие породы, в данном случае доломит как основной субстрат формирования нефрита. Содержания РЗЭ в эпидот-тремолитовом скарне на полтора порядка выше благодаря широкому развитию эпидота, но характер распределения РЗЭ аналогичен таковому доломита и нефрита при отрицательной Eu-аномалии.

Аналогия распределения РЗЭ в доломите и эпидот-тремолитовом скарне подтверждает общность их происхождения,

а не формирование исходных для эпидот-тремолитовых скарнов амфиболитов по поздним основным интрузивам. Повышенное содержание РЗЭ в нефрите по сравнению с доломитом показывает вклад в формирование нефрита компонентов эпидот-тремолитового скарна по амфиболиту. Отрицательная Eu-аномалия может быть связана с формированием исходного для амфиболита основного эффузива либо восстановительным характером среды формирования нефрита (Jiang et al., 2021), чему соответствуют предположения об участии в его формировании глубинного водорода (Сутурин и др., 2015; Филиппова и др., 2021).

Ранее были проанализированы (Su, Yang, 2022) 15 образцов нефрита “Байкальского региона” без точной привязки. Результаты показали низкие содержания РЗЭ от 2.274 до 17.713 г/т, незначительное обогащение легкими РЗЭ, снижение тяжелых РЗЭ и умеренно отрицательные аномалии Eu (Su, Yang, 2022), что согласуется с нашими результатами.

Для аподоломитового нефрита нефритоносных провинций Хотан, Алтынтаг и Цинхай характерны схожие характеристики РЗЭ: низкое содержание 0.3–182 г/т (повышенное у зеленых разностей), обогащение легкими РЗЭ, почти плоское распределение средних и тяжелых РЗЭ, сильные и умеренные отрицательные аномалии Eu (Liu et al., 2011<sub>1, 2</sub>; Siqin et al., 2014; Liu et al., 2016; Yu et al., 2016; Liu et al., 2017; Jiang et al., 2020; Su, Yang, 2022; Zhang et al., 2022<sub>1, 2</sub>).



Фиг. 7. Распределение редкоземельных элементов. 1: КР-81-1-3; 2: РК-1 А; 3 – РК-1 N, 4 - РК-3, 5 - V-1-14, 6 - КР-5-3-7.

Характеристики РЗЭ аподоломитового нефрита других месторождений близки за небольшими исключениями (фиг. 4 в Zhang et al., 2023; Feng et al., 2022; Li et al., 2023<sub>2</sub>) и могут использоваться для их отличия от апосерпентинитового нефрита. Для апосерпентинитового нефрита провинций Цинхай, Тайвань и месторождения Манас в Синцзян-уйгурском автономном округе характерны значительно повышенные содержания РЗЭ: 2200–3000 г/т, U-образное распределение РЗЭ, сильные положительные аномалии Eu, которые отражают их происхождение (Siqin et al., 2014). Таким образом, это еще одно подтверждение аподоломитового происхождения нефрита Воймаканского месторождения.

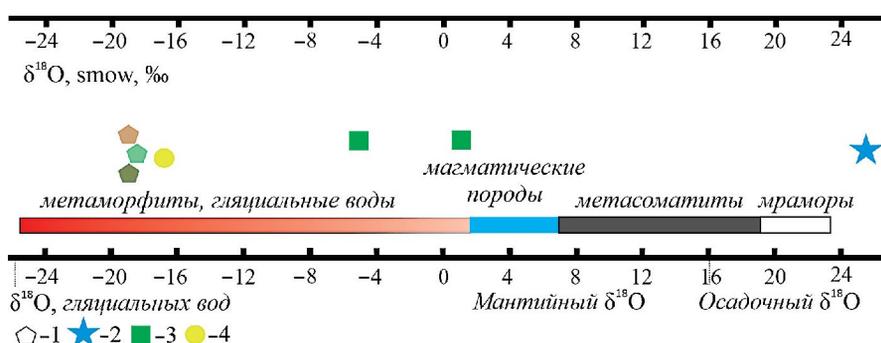
*Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ )* – один из важных индикаторов процессов нефритообразования. На Воймаканском месторождении значение  $\delta^{18}\text{O}$  нефрита относительно SMOW составляет  $-18.5$ ,  $-18.8\text{‰}$ ; кальцит-тремолитового скарна  $-17.4\text{‰}$ ; эпидот-тремолитового скарна  $-4.4$ ,  $+2.6\text{‰}$ ; доломита  $+26.1\text{‰}$  (фиг. 8, табл. 3).

Ранее была опубликована информация об аномально низких изотопных отношениях кислорода в нефрите Витимской нефритоносной провинции, полученная по музейным образцам без точных привязок (Бурцева, 2015<sub>1, 2</sub>). Эти и наши данные резко отличаются от положительных значений изотопного состава кислорода нефрита всех зарубежных месторождений, по которым информация опубликована (Gao et al., 2020; Wang, Shi, 2022; Zhang et al., 2023).

Наиболее близки результаты, полученные на месторождении Чхунчхон в Южной Корее (Yui, Kwon, 2002). Месторождение залегает в докембрийских доломитовых мраморах и амфиболовых сланцах, прорванных постколлизийными гранитами. Карбонаты в доломитовом

мраморе и нефрите имеют изотопный состав кислорода  $-0.1 \div +18.2\text{‰}$  и  $-0.4 \div +3.5\text{‰}$  соответственно. Эти данные согласуются с процессами декарбонизации, обусловленными инфильтрацией флюидов, образующих залежи нефрита в доломитовых мраморах при температуре  $330\text{--}430^\circ\text{C}$ . Изотопные составы кислорода силикатов однородны и крайне обеднены  $^{18}\text{O}$ : тремолит  $-9.9 \div -7.9\text{‰}$ ; диопсид  $-13.6 \div -11.5\text{‰}$ ; гроссуляр  $-4.4 \div +10.4$  и  $+11.5\text{‰}$ ; клинохлор  $-9.5 \div -9.0\text{‰}$ ; тальк  $-7.7$  и  $-7.3\text{‰}$ . Кварц и амфибол амфиболовых сланцев  $-4.7 \div +0.5\text{‰}$  и  $-8.4 \div -0.6\text{‰}$  соответственно. Предполагается, что образование этого месторождения нефрита произошло после метаморфизма вмещающих пород. Отчетливо отрицательные значения  $\delta^{18}\text{O}$  также указывают на то, что флюид имел в основном метеорное происхождение и его циркуляция, скорее всего, была связана с внедрением во вмещающую толщу пост-тектонических гранитов. Модельные расчеты показывают, что соотношение флюид/порода было высоким, что изотопный состав кислорода в нефрите в основном амортизировался флюидной фазой (Yui, Kwon, 2002).

В случае Воймаканского месторождения аномально изотопно легкий кислород фиксируется в нефрите, в меньшей мере в кальцит-тремолитовом скарне. Во вмещающем доломите он гораздо более тяжелый, хотя нефрит образовывался фактически по доломиту, то есть доломит не определял изотопный состав нефрита. Для эпидот-тремолитового скарна характерен также более тяжелый изотопный состав кислорода. Вряд ли такой состав может быть связан и с морской водой, содержавшейся в исходных для доломитов и амфиболитов осадках. Океанская вода имеет  $\delta^{18}\text{O}$  около нуля. К тому же интенсивно метаморфизованный доломитовый мрамор



**Фиг. 8.** Изотопный состав кислорода ( $\delta^{18}\text{O}$ ) пород Воймаканского месторождения: 1 – нефрит различной окраски, 2 – доломит, 3 – эпидот-тремолитовый скарн, 4 – кальцит-тремолитовый скарн. Интервалы составов по (Vysotskiy et al., 2015).

вряд ли мог содержать морскую воду в достаточном количестве.

Аномально низкий изотопный состав кислорода нефрита также не связан и с гранитами, для которых такие низкие значения не характерны. Гранит – не источник флюида, он не контактирует с нефритовыми телами Воймаканского месторождения непосредственно, в отличие от большинства зарубежных месторождений. Гранит обеспечивает региональный разогрев, при котором были активизированы поровые флюиды, аномально обедненные изотопом  $^{18}\text{O}$ .

Таким образом, источник флюида – не доломит, амфиболит, морская вода или гранит. Предположить иной ювенильный источник, кроме как интрузия гранита, затруднительно. В связи с этим высказанное ранее (Бурцева и др., 2015<sub>1, 2</sub>) предположение, что нефритообразующий флюид имел метеорное происхождение, выглядит убедительно. Аномально легкий изотопный состав кислорода был объяснен (Бурцева и др., 2015<sub>1, 2</sub>) участием талых поверхностных вод (Высоцкий и др., 2014). Резко отрицательные отношения изотопов кислорода в других случаях объясняются и другими механизмами: кинетическими эффектами (Дубинина и др., 2012) и термодиффузией (Акимова и др., 2017; Лохов и др., 2016).

В работе (Gao et al., 2020), используя ранее полученные данные по изотопному составу кислорода нефрита Витимской провинции (Бурцева и др., 2015<sub>1, 2</sub>), были проведены расчеты изотопного состава кислорода во флюиде, равновесном при температуре 350°C по уравнению для тремолита. Для нефрита Витимской провинции получен изотопный состав флюида  $-19\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ . Если считать основным источником флюида метеорные воды, то они, имеющие по современным измерениям состав  $-16 \div -14\text{‰ } \delta^{18}\text{O}$ , явно не достигают значений гипотетического флюида.

Для выяснения причины аномально низкого изотопного состава кислорода нами был проведен эксперимент – разложение кальцита и доломита концентрированной соляной кислотой с последующим измерением изотопного состава воды, образовавшейся в результате реакции. При этом предположено, что изотопный состав воды в составе самой кислоты, который напрямую измерить невозможно, находится в пределах значений изотопного состава воды региона, в котором эта кислота производится:  $-16 \div -10\text{‰ } \delta^{18}\text{O V-SMOW}$ . В результате измерения изотопного состава кислорода воды после реакции как

с кальцитом, так и доломитом, получены значения  $-28\text{‰ } \delta^{18}\text{O V-SMOW}$ . Эти очень низкие значения объяснены нами тем, что при реакции соляной кислоты с карбонатом выделяется  $\text{CO}_2$ , в результате изотопного обмена с водой обогащающаяся более тяжелым кислородом и выносящаяся из раствора. На этом принципе работают установки по получению  $\text{CO}_2$  с утяжеленным изотопным составом кислорода (Третьякова, 2012).

Аналогично происходит удаление углекислоты при метасоматической декарбонатизации доломита с образованием силикатных минералов – форстерита, диопсида, тремолита в процессе образования нефрита. Это и приводит к формированию аномально легкого изотопного состава кислорода нефрита.

Очевидно сочетание метасоматических и метаморфических процессов в формировании и преобразовании нефрита Воймаканского месторождения. Формирование кальцит-тремолитового и эпидот-тремолитового скарнов, а затем и нефрита – метасоматические процессы. Метаморфический стресс вызывал дробление пород, облегчающее проникновение флюида, обеспечил формирование скрытокристаллической спутанно-волокнутой структуры нефрита. Дальнейший регрессивный метаморфизм привел к развитию хлорита и талька, ухудшивших качество нефрита.

Качественные характеристики нефрита Воймаканского месторождения показывают, что он соответствует действующим требованиям по качеству и возможности применения в качестве камнесамоцветного сырья в соответствии с техническими условиями ТУ 41-07-052-90 “Камни цветные природные в сырье” (Технические..., 1990). Отличительная особенность нефрита Воймаканского месторождения – интенсивное замещение хлоритом и, особенно, тальком вплоть до полного оталькования, что значительно ухудшает качество сырья.

## ВЫВОДЫ

Аподолмитовый нефрит Воймаканского месторождения образуется на контакте доломитовых мраморов и амфиболитов, образуя обособления в телах кальцит-тремолитовых скарнов. Нефрит соответствует действующим требованиям по качеству и возможности применения в качестве камнесамоцветного сырья. Развито интенсивное замещение хлоритом и, особенно, тальком, что значительно ухудшает качество

сырья. Диопсидит с линзочками, затейливыми прослоями нефрита серого, салатного, светло-бурого цвета может использоваться как камнесамоцветное сырье для резьбы многоцветных изделий или инкрустаций.

Аподоломитовая природа нефрита подтверждена по соотношению Mg и Fe, пониженному содержанию Cr, Ni, Co, повышенному содержанию F и отношению Sr к Ba, характеру распределения РЗЭ. Распределение РЗЭ в нефрите аналогично таковому в аподоломитовом нефрите месторождений Хотана, Алтынтага и Цинхая, определяется составом исходного доломита при заметном влиянии процессов скарнирования амфиболитов. Источник аномально изотопно легкого кислорода нефрита – поровый флюид, вероятно, метеорного происхождения, обедненный  $\delta^{18}\text{O}$  в процессе декарбонатизации доломита. Гранит – не источник флюида, он обеспечивает региональный разогрев, активизирующий поровые флюиды, аномально обедненные изотопом  $^{18}\text{O}$ .

Очевидно сочетание метасоматических и метаморфических процессов в формировании и преобразовании нефрита Воймаканского месторождения. В формировании и преобразовании нефрита принимали участие как метасоматические, так и метаморфические процессы. Формирование нефрита связано с процессами скарнирования. Тектонические напряжения вызывали дробление пород, облегчающее проникновение флюида, обеспечили формирование скрытокристаллической спутанно-волокнутой структуры нефрита. Дальнейший регрессивный метаморфизм привел к развитию хлорита и талька, ухудшивших качество нефрита.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны за предоставленные материалы и информацию ООО “ВВС” и лично С.И. Москва и В.С. Кодочигову, за выполнение анализов Л.В. Митрофановой, Т.Г. Хумаевой, О.В. Корсун, Е.Д. Утиной, М.Г. Егоровой, Д.В. Киселевой, за помощь в оформлении В.Ф. Сотниковой. Замечания и предложения двух рецензентов редакции способствовали значительному улучшению рукописи. Использовано оборудование ЦКП “Геоаналитик” ИГГ УрО РАН (Екатеринбург) и “Геоспектр” ГИН СО РАН (Улан-Удэ).

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Сбор материалов и анализы выполнены за счет средств гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>, подготовка статьи выполнена в рамках государственного задания ГИН СО РАН, № гос. рег. АААА-А21-121011390003-9.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акимова Е.Ю., Козлов Е.Н., Лохов К.И.* Происхождение корундовых пород Беломорского подвижного пояса по данным геохимии изотопов благородных газов // *Геохимия*. 2017. № 11. С. 1015–1026. <https://doi.org/10.7868/S0016752517110024>
- Бурцева М.В., Рупп Г.С., Посохов В.Ф., Зяблицев А.Ю., Мурзинцева А.Е.* Источники флюидов, формировавших нефритовые породы южного складчатого обрамления Сибирского кратона // *Доклады Академии наук*. 2015. Т. 460. № 3. С. 324–328. <https://doi.org/10.7868/S0869565215030184>
- Бурцева М.В., Рупп Г.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е.* Нефриты Восточной Сибири: геохимические особенности и проблемы генезиса // *Геология и геофизика*. 2015. Т. 56. № 3. С. 516–527. <https://doi.org/10.15372/GiG20150303>
- Высоцкий С.В., Игнатьев А.В., Левицкий В.И., Нечаев В.П., Веливецкая Т.А., Яковенко В.В.* Геохимия стабильных изотопов кислорода и водорода корундоносных пород и минералов Северной Карелии как индикатор необычных условий формирования // *Геохимия*. 2014. № 9. С. 843–853. <https://doi.org/10.7868/S0016752514090106>
- Гомбоев Д.М., Андросов П.В., Кислов Е.В.* Кавоктинское месторождение светлоокрашенного нефрита: условия залегания и особенности вещественного состава // *Разведка и охрана недр*. 2017. № 9. С. 44–50.
- Дубинина Е.О., Перчук А.Л., Корепанова О.С.* Изотопно-кислородные эффекты при дегидратации глаукофанового сланца: экспериментальные данные при РТ-условиях зоны субдукции // *Доклады Академии наук*. 2012. Т. 444. № 5. С. 534–538.
- Кислов Е.В., Худякова Л.И., Николаев А.Г.* Отходы переработки аподоломитового нефрита и направление их использования // *Горные науки и технологии*. 2023. Т. 8. № 2. С. 195–206. <https://doi.org/10.17073/2500-0632-2023-01-75>
- Лохов К.И., Прасолов Э.М., Акимова Е.Ю., Лохов Д.К., Бушмин С.А.* Изотопно и элементно фракционированные He, Ne и Ar во флюидных включениях минералов метаморфических пород Северной Карелии с аномальным изотопно легким кислородом:

- фракционирование изотопов в эндогенном флюиде по механизму термодиффузии с каскадированием // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2016. № 1. С. 29–47.
- Сутурин А.Н., Замалетдинов Р.С., Секерина Н.В. Месторождения нефритов. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2015. 377 с.
- Технические условия ТУ 41-07-052-90. Камни цветные природные в сырье. М.: Кварцсамоцветы, 1990. 28 с.
- Филиппова А.А., Мехоношин А.С., Бычинский В.А., Чудненко К.В. Физико-химические особенности флюидов, сформировавших апогипербазитовые и апокарбонатные нефриты // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 3. С. 168–178. DOI 10.18799/24131830/2021/03/3112
- Adamo I., Vocchio R. Nephrite jade from Val Malenco, Italy: Review and Update // *Gems and Gemology*. 2013. V. 49. № 2. P. 98–106. <https://doi.org/10.5741/GEMS.49.2.98>
- Bai F., Li G., Lei J., Sun J. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of nephrite from Panshi, Jilin, North-east China // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 115. P. 103171. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.103171>
- Bai B., Du J., Li J., Jiang B. Mineralogy, geochemistry, and petrogenesis of green nephrite from Dahua, Guangxi, Southern China // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 118. P. 103362. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103362>
- Biagioni C., Bosi F., Hålenius U., Pasero M. The crystal structure of svabite,  $\text{Ca}_5(\text{AsO}_4)_3\text{F}$ , an arsenate member of the apatite supergroup // *American Mineralogist*. 2016. V. 101, № 8. P. 1750–1755; <https://doi.org/10.2138/am-2016-5636>
- Chen D., Yang Y., Qiao B., Li J., Luo W. Integrated interpretation of pXRF data on ancient nephrite artifacts excavated from Tomb No. 1 in Yuehe Town, Henan Province, China // *Heritage Science*. 2022. V. 10. P. 1. <https://doi.org/10.1186/s40494-021-00642-w>
- Feng Y., He X., Jing Y. A new model for the formation of nephrite deposits: A case study of the Chuncheon nephrite deposit, South Korea // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 141. 104655. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104655>
- Fu W.-l., Lu H., Chai J., Sun Z.-y. Spectroscopic Characteristics of Longxi Nephrite From Sichuan and Its Color Genesis // *Spectroscopy and spectral analysis*. 2023. V. 43. № 5. P. 1408–1412. [https://doi.org/10.3964/j.issn.1000-0593\(2023\)05-1408-05](https://doi.org/10.3964/j.issn.1000-0593(2023)05-1408-05) (In Chinese with English abstract)
- Gao K., Shi G., Wang M., Xie G., Wang J., Zhang X., Fang T., Lei W., Liu Y. The Tashisayi nephrite deposit from South Altyn Tagh, Xinjiang, northwest China // *Geoscience Frontiers*. 2019. V. 10. № 4. P. 1597–1612. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.10.008>
- Gao S., Bai F., Heide G. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of nephrite from Tieli, China // *Ore Geol. Rev.* 2019. V. 107. P. 155–171. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2019.02.016>
- Gao K., Fang T., Lu T., Lan Y., Zhang Y., Wang Y., Chang Y. Hydrogen and oxygen stable isotope ratios of dolomite-related nephrite: relevance for its geographic origin and geological significance // *Gems and Gemology*. 2020. V. 56. № 2. P. 266–280. <http://dx.doi.org/10.5741/GEMS.56.2.266>
- Gil G., Barnes J.D., Boschi C. Nephrite from Złoty stok (Sudetes, SW Poland): petrological, geochemical, and isotopic evidence for a dolomite-related origin // *Canadian Mineralogist*. 2015. V. 53. P. 533–556. <https://doi.org/10.3749/canmin.1500018>
- Gil G., Bagiński B., Gunia P., Madej S., Sachanbiński M., Jokubauskas P., Belka Z. Comparative Fe and Sr isotope study of nephrite deposits hosted in dolomitic marbles and serpentinites from the Sudetes, SW Poland: Implications for Fe-As-Au-bearing skarn formation and post-obduction evolution of the oceanic lithosphere // *Ore Geol. Rev.* 2020. V. 118. P. 103335. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103335>
- Gong N., Wang C., Xu S. Color Origin of Greyish-Purple Tremolite Jade from Sanchahe in Qinghai Province, NW China // *Minerals*. 2023. V. 13. P. 1049. <https://doi.org/10.3390/min13081049>
- Jiang B., Bai F., Zhao J. Mineralogical and geochemical characteristics of green nephrite from Kutcho, northern British Columbia, Canada // *Lithos*. 2021. V. 388–389. 106030. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2021.106030>
- Jiang T., Shi G., Ye D., Zhang X., Zhang L., Han H. A New Type of White Nephrite from Limestone Replacement along the Kunlun–Altyn Tagh Mountains: A Case from the Mida Deposit, Qiemo County, Xinjiang, China // *Crystals*. 2023. V. 13. P. 1677. <https://doi.org/10.3390/cryst13121677>
- Jiang Y., Shi G., Xu L., Li X. Mineralogy and geochemistry of nephrite jade from Yinggelike deposit, Altyn Tagh (Xinjiang, NW China) // *Minerals*. 2020. V. 10, № 5. P. 418. <https://doi.org/10.3390/min10050418>
- Jing Y., Liu Y. Genesis and mineralogical studies of zircons in the Alamas, Yurungkash and Karakash Rivers nephrite deposits, Western Kunlun, Xinjiang, China // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 149. P. 105087. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.105087>
- Korybska-Sadło I., Gil G., Gunia P., Horszowski M., Sitarz M. Raman and FTIR spectra of nephrites from the Złoty Stok and Jordanów Śląski (the Sudetes and Fore-Sudetic Block, SW Poland) // *Journal of Molecular Structure*.

2018. V. 1166. P. 40–47.  
<https://doi.org/10.1016/j.molstruc.2018.04.020>
- Li P., Liao Z., Zhou Zh., Wu Q.* Evidences from infrared and Raman spectra: Xiaomeiling is one reasonable provenance of nephrite materials used in Liangzhu Culture // *Spectrochimica Acta Part A: Molecular and Biomolecular Spectroscopy*. 2021. V. 261. P. 120012.  
<https://doi.org/10.1016/j.saa.2021.120012>
- Li P., Liao Z., Zhou Zh.* The residual geological information in Liangzhu jades: Implications for their provenance // *Proceedings of the Geologists' Association*. 2022. V. 133. № 3. P. 256–268.  
<https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2022.04.003>
- Li N., Bai F., Xu L., Che Y.* Geochemical characteristics and ore-forming mechanism of Luodian nephrite deposit, Southwest China and comparison with other nephrite deposits in Asia // *Ore Geol. Rev.* 2023<sub>1</sub>. V. 160. P. 105604.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2023.105604>
- Li N., Bai F., Peng Q., Liu M.* Geochemical Characteristics of Nephrite from Chuncheon, South Korea: Implications for Geographic Origin Determination of Nephrite from Dolomite-Related Deposits // *Crystals*. 2023<sub>2</sub>. V. 13. P. 1468. <https://doi.org/10.3390/cryst13101468>
- Liang H., Shi G., Yuan Y., Cao C., Sun X., Zhang X.* Polysynthetic twinning of diopsides in the Niewang and Tatlisku nephrite deposits, Xinjiang, China // *Minerals*. 2022. V. 12, № 12. P. 1575. <https://doi.org/10.3390/min12121575>
- Ling X.-X., Schmädicke E., Li Q.-L., Gose J., Wu R.-Y., Wang S.-Q., Liu Y., Tang G.-C., Li X.-H.* Age determination of nephrite by in-situ SIMS U-Pb dating syngenetic titanite: A case study of the nephrite deposit from Luanchuan, Henan, China // *Lithos*. 2015. V. 220–223. P. 289–299. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.02.019>
- Liu Y., Deng J., Shi G.H., Lu T., He H., Ng Y.-N., Shen C., Yang L., Wang Q.* Chemical Zone of Nephrite in Alamas, Xinjiang, China // *Resource Geology*. 2010. V. 60, № 3. P. 249–259. <https://doi.org/10.1111/j.1751-3928.2010.00135.x>
- Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L.* Geochemistry and petrology of nephrite from Alamas, Xinjiang, NW China // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2011<sub>1</sub>. V. 42. № 3. P. 440–451. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.05.012>
- Liu Y., Deng J., Shi G., Sun X., Yang L.* Geochemistry and petrogenesis of placer nephrite from Hetian, Xinjiang, Northwest China // *Ore Geol. Rev.* 2011<sub>2</sub>. V. 41. № 1. P. 122–132. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2011.07.004>
- Liu Y., Zhang R., Zhang Zh., Shi G., Zhang Q., Abuduwayiti M., Liu J.* Mineral inclusions and SHRIMP U-Pb dating of zircons from the Alamas nephrite and granodiorite: Implications for the genesis of a magnesian skarn deposit // *Lithos*. 2015. V. 212–215. P. 128–144.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.002>
- Liu Y., Zhang R.-Q., Abuduwayiti M., Wang C., Zhang S., Shen C., Zhang Z., He M., Zhang Y., Yang X.* SHRIMP U-Pb zircon ages, mineral compositions and geochemistry of placer nephrite in the Yurungkash and Karakash River deposits, West Kunlun, Xinjiang, northwest China: Implication for a Magnesian Skarn // *Ore Geol. Rev.* 2016. V. 72. № 1. P. 699–727. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.08.023>
- Liu X.-F., Liu Y., Li Z.-J., Maituohuti A., Tian G.-Y., Guo D.-X.* The genesis and SHRIMP U-Pb zircon dating of the Pishan brown nephrite bearing Mg-skarn deposit in Xinjiang // *Acta Petrologica et Mineralogica*. 2017. V. 36. № 2. P. 259 Ore Geo 273 (In Chinese with English abstract).
- Liu X., Gil G., Liu Y., He X., Syczewski M., Bagiński B., Fang T., Shu X.* Timing of formation and cause of coloration of brown nephrite from the Tiantai Deposit, South Altyn Tagh, northwestern China // *Ore Geol. Rev.* 2021. V. 131. P. 103972. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103972>
- Nangeelil K., Dimpfl P., Mamtimin M., Huang S., Sun Z.* Preliminary study on forgery identification of Hetian Jade with Instrumental Neutron Activation Analysis // *Applied Radiation and Isotopes*. 2023. V. 191. P. 110535. <https://doi.org/10.1016/j.apradiso.2022.110535>
- Nichol D.* Two contrasting nephrite jade types // *Journal of Gemmology*. 2000. V. 27. № 4. P. 193–200.
- Sharp Z.D.* A laser-based microanalytical method for the *in situ* determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54. P. 1353–1357.
- Siqin B., Qian R., Zhou S.J., Gan F.X., Dong M., Hua Y.F.* Glow discharge mass spectrometry studies on nephrite minerals formed by different metallogenic mechanisms and geological environments // *Int. J. Mass Spectrom.* 2012. V. 309. P. 206–211. <https://doi.org/10.1016/j.ijms.2011.10.003>
- Siqin B., Qian R., Zhuo S.J., Gao J., Jin J., Wen Z.Y.* Studies of rare earth elements to distinguish nephrite samples from different deposits using direct current glow discharge mass spectrometry // *J. Anal. At. Spectrom.* 2014. V. 29. P. 2064–2071. <https://doi.org/10.1039/c4ja00172a>
- Su Y., Yang M.* Combining Rare Earth Element Analysis and Chemometric Method to Determine the Geographical Origin of Nephrite // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 1399. <https://doi.org/10.3390/min12111399>
- Tan T.L., Ng N.N., Lim N.C.* Studies on nephrite and jadeite jades by Fourier transform infrared (FTIR) and Raman spectroscopic techniques // *Cosmos*. 2013. V. 9. № 1. P. 47–56. <https://doi.org/10.1142/S0219607713500031>
- Vysotskiy S.V., Nechaev V.P., Kissin A.Y., Yakovenko V.V., Ignat'ev A.V., Velivetskaya T.A., Sutherland F.L., Agoshkov*

- A.I.* Oxygen isotopic composition as an indicator of ruby and sapphire origin: A review of Russian occurrences // *Ore Geol. Rev.* 2015. V. 68. P. 164–170. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2015.01.018>
- Wang R., Shi X.* Progress on the nephrite sources of jade artifacts in ancient China from the perspective of isotopes // *Front. Earth Sci.* 2022. V. 10. P. 1008387. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.1008387>
- Wang L., Lin J.H., Ye T.P., Tan J., Wang B., Yang L.* Discussing the coloration mechanism of Luodian Jade from Guizhou // *Open Access Library Journal.* 2020. V. 7. e6364. <https://doi.org/10.4236/oalib.1106364>
- Wang W., Liao Z., Zhou Z., Shang J., Li P., Cui D., Li L., Chen Q.* Gemmological and mineralogical characteristics of nephrite from Longxi, Sichuan Province // *J. of Gems and Gemology.* 2022. V. 24. № 1. P. 20–27. <https://doi.org/10.15964/j.cnki.027jgg.2022.01.003> (In Chinese with English abstract).
- Xu H., Bai F.* Origin of the subduction-related Tieli nephrite deposit in Northeast China: Constraints from halogens, trace elements, and Sr isotopes in apatite group minerals // *Ore Geol. Rev.* 2022. V. 142. P. 104702. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2022.10470>
- Xu H., Bai F., Jiang D.* Geochemical characteristics and composition changes of tremolite at various stages in the mineralization process of nephrite from Tieli, Heilongjiang, Northeastern China // *Arabian J. of Geosciences.* 2021. V. 14. P. 204. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06578-6>
- Yin Z., Jiang C., Santosh M., Chen Y., Bao Y., Chen Q.* Nephrite jade from Guangxi province, China // *Gems and Gemology.* V. 50. № 3. P. 228–235. <https://doi.org/10.5741/GEMS.50.3.228>
- Yu H., Wang R., Guo J., Li J., Yang X.* Color-inducing elements and mechanisms in nephrites from Golmud, Qinghai, NW China: Insights from spectroscopic and compositional analyses // *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences.* 2016<sub>1</sub>. V. 111, № 5. P. 313–325. <https://doi.org/10.2465/jmps.151103>
- Yu H.Y., Wang R.C., Guo J.C., Li J.G., Yang X.W.* Study of the minerogenetic mechanism and origin of Qinghai nephrite from Golmud, Qinghai, Northwest China // *Science China Earth Sciences.* 2016<sub>2</sub>. V. 59. P. 1597–1609. <https://doi.org/10.1007/s11430-015-0231-8>
- Yui T.-F., Kwon S.-T.* Origin of a dolomite-related jade deposit at Chuncheon, Korea // *Economic Geology.* 2002. V. 97. № 3. P. 593–601. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.97.3.593>
- Zhang C., Yu X., Jiang T.* Mineral association and graphite inclusions in nephrite jade from Liaoning, northeast China: Implications for metamorphic conditions and ore genesis // *Geoscience Frontiers.* 2019. V. 10. № 2. P. 425–437. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.02.009>
- Zhang X., Shi G., Zhang X., Gao G.* Formation of the nephrite deposit with five mineral assemblage zones in the Central Western Kunlun Mountains, China // *J. of Petrology.* 2022<sub>1</sub>. V. 63. P. 11. egac117. <https://doi.org/10.1093/petrology/egac117>
- Zhang X., Feng Y., Zhang Y., Maituohuti A.* Characterization of Yellow-Green Hetian Jade in Qiemo-Ruoqiang, Xinjiang // *Rock and Mineral Analysis.* 2022<sub>2</sub>. V. 41. № 4. P. 586–597. <https://doi.org/10.15898/j.cnki.11-2131/td.20211121018> (In Chinese with English abstract)
- Zhang C., Yang F., Yu X., Liu J., Carranza E.J.M., Chi J., Zhang P.* Spatial-temporal distribution, metallogenic mechanisms and genetic types of nephrite jade deposits in China // *Front. Earth Sci.* 2023. V. 11. P. 1047707. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1047707>
- Zheng F., Liu Y., Zhang H.-Q.* The petrogeochemistry and zircon U-Pb age of nephrite placer deposit in Xiuyan, Liaoning // *Rock and Mineral Analysis.* 2019. V. 38. № 4. P. 438–448. <https://doi.org/10.15898/j.cnki.11-2131/td.201807310089> (In Chinese with English abstract)
- Zheng J., Chen L., Zhang C., Liu Y., Tian R., Wu J., Wu Y., Zhang S.* Constraints on Crystallinity of Graphite Inclusions in Nephrite Jade from Xinjiang, Northwest China: Implications for Nephrite Jade Formation Temperatures // *Minerals.* 2023. V. 13. P. 1403. <https://doi.org/10.3390/min13111403>
- Zhong Q., Liao Z., Qi L., Zhou Zh.* Black nephrite jade from Guangxi, Southern China // *Gems and Gemology.* 2019. V. 55, No 2. P. 198–215. <https://doi.org/10.5741/GEMS.55.2.198>

## VOIMAKAN DEPOSIT OF DOLOMITE TYPE NEPHRITE, MIDDLE-VITIM MOUNTAIN COUNTRY: FORMATION CONDITIONS

**E. V. Kislov<sup>a</sup>, I. S. Goncharuk<sup>a, b</sup>, V. V. Vanteev<sup>a</sup>, and Posokhov V. F.<sup>a</sup>**

<sup>a</sup> *N.L. Dobretsov Geological Institute SB RAS, 6a Sakhyanova str., Ulan-Ude, 670047 Russia*

<sup>b</sup> *D. Banzarov Buryat State University, Institute of Natural Sciences, 24a Smolina str., Ulan-Ude, 670000 Russia*

<sup>\*</sup>*E-mail: evg-kislov@ya.ru*

<sup>\*\*</sup>*E-mail: goncharukirina993@gmail.com*

<sup>\*\*\*</sup>*E-mail: vanteev997@mail.ru*

<sup>\*\*\*\*</sup>*E-mail: vitaf1@yandex.ru*

The Voimakán deposit of dolomite type nephrite has been investigated in order to clarify the features of its formation. 12 samples of nephrite and 5 samples of host rocks were studied. A binocular stereomicroscope, a gemological flashlight and a polarizing petrographic microscope were used. The contents of macro- and micro-components, the isotopic composition of oxygen were determined. Nephrite is light salad, salad, gray-salad and brown (honey). It forms separations in calcite-tremolite skarn bodies at the contact of dolomite marble and amphibolite transformed into epidote-tremolite skarn. The value of  $\delta^{18}\text{O}$  of nephrite is  $-18.5 \div -18.8\%$ ; calcite-tremolite skarn  $-17.4\%$ ; epidote-tremolite skarn  $-4.4, 2.6\%$ ; dolomite 26.1%. Nephrite meets the requirements for gemstone raw materials. Diopside with nephrite lenses and interlayers can be used for carving multicolored products or inlays. The green shade of nephrite increases with an increase in the  $\text{Fe}^{2+}$  content. The brown color of nephrite is determined by  $\text{Fe}^{3+}$  in the tremolite structure. The dolomite type of nephrite is confirmed by the ratio of Mg and Fe, a reduced content of Cr, Ni, Co, an increased content of F and the ratio of Sr to Ba, and the nature of the REE distribution. The distribution of REE in nephrite is determined by the composition of the initial dolomite under the influence of epidote-tremolite skarn. The source of abnormally isotopically light oxygen of nephrite is a meteoric fluid depleted in  $^{18}\text{O}$  as a result of dolomite decarbonation. Granite only provides regional heating, activating the fluid. Both metasomatic and metamorphic processes were involved in the nephrite formation and transformation. The formation of nephrite is associated with the formation of calcite-tremolite and epidote-tremolite skarns. Tectonic stresses caused the crushing of rocks, facilitating the penetration of fluid, provided the formation of a nephrite cryptocrystalline tangled fibrous structure. But further regressive metamorphism led to the development of chlorite and talc, which worsened the nephrite quality.

*Keywords:* nephrite, Voimakán deposit, material composition, causes of colore, conditions of origin

УДК 553.491:553.061.11

## МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ГЕНЕЗИС ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ИНТРУЗИИ ВУРУЧАЙВЕНЧ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ

©2024 Т. Л. Гроховская

*Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия*

*E-mail: tgrokhovskaya@gmail.com*

Поступила редакцию 01.06.2023 г.

После доработки 05.06.2024 г.

Принята к публикации 15.07.2024 г.

Расслоенная интрузия Вуручайвенч (ИВ) расположена в восточной части Фенноскандии и является частью раннепалеопротерозойского Мончегорского интрузивного комплекса (МИК). Платинометальная минерализация ИВ локализована в пределах стратиформного платиноносного горизонта рифового типа протяженностью около 2 км и мощностью от одного до трех метров, в отдельных скважинах до 15–20 м.

Вкрапленность Fe-Cu-Ni сульфидов, содержащих минералы платиновой группы (МПП), серебра и золота, приурочена к участкам габброноритов и анортозитов массивной и такситовой (vegy-textured) текстуры, с широким развитием флюидсодержащих минералов в интеркумулясе кумулятивных фаз. Однотипное распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах платинометального рифа и вмещающих его породах свидетельствует о формировании габброноритов при внутрикамерной дифференциации без дополнительных порций расплава.

Состав и соотношения МПП с сульфидами и силикатами предполагают тесную генетическую связь МПП с магматическими сульфидами. При понижении температуры происходит частичное преобразование первичных МПП и сульфидов под воздействием высокотемпературных магматических флюидов и гидротермальных растворов, с образованием широкого спектра МПП. В рудах преобладают арсениды, стибноарсениды и висмутотеллуриды палладия. Особую роль в формировании платинометальной минерализации в интрузии играет отделение несмесимого арсенидного расплава с образованием многочисленных каплевидных, глобулярных сростаний, в которых преобладают Pd-Ni-арсениды и Pd-стибноарсениды. В отдельных сульфидных вкрапленниках вместо глобулей, состоящих из арсенидов палладия и никеля, выделяется диарсенид платины – сперрилит. Образование специфических платинометальных ассоциаций, очевидно, обусловлено добавлением As, Sb и других несовместимых элементов в магму при обширной ассимиляции архейских коровых пород.

*Ключевые слова:* расслоенные интрузии, элементы, минералы платиновой группы

DOI: 10.31857/S0016777024060051, EDN: wtdtzc

### ВВЕДЕНИЕ

Мончегорский интрузивный комплекс, в состав которого входит несколько раннепалеопротерозойских расслоенных интрузий, служил объектом исследований для нескольких поколений российских геологов (Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967 и ссылки в этих работах). До недавнего времени малоизученными оставались южное и восточное обрамление Мончегорского плутона, где обнаженность весьма слабая и границы интрузий откартированы достаточно

условно. В этом районе, в узкой межгорной долине, которая с северо-запада ограничена горами Ньюдауйвенч и Поазуайвенч, а с юго-востока – горой Вуручайвенч, значительная площадь (12–15 км<sup>2</sup>) занята породами основного состава, получившими название “габбронориты предгорий Вуручайвенч” (Козлов и др., 1967).

В 1995 году Г.Ф. Бакаевым при опробовании керн старых скважин в породах ИВ были установлены повышенные содержания элементов платиновой группы (ЭПГ). Геолого-поисковые работы, проведенные коллективом

Центрально-Кольской экспедиции (ОАО ЦКЭ), привели к открытию месторождения малосульфидных платинометалльных руд (Шелепина и др., 1998ф<sup>1</sup>; Гроховская и др., 2000; Войтехович и др., 2002ф). В результате последующих детальнейших геологоразведочных работ ОАО "Печенгагеология" были утверждены запасы ЭПГ-Cu-Ni руд и месторождение Вуручайвенч поставлено на баланс государства (Иванченко и др. 2008; Иванченко, Давыдов, 2009).

Структурное положение габброноритов предгорий Вуручайвенч в течение многих лет остается дискусионным. Впервые гипотеза о принадлежности этих пород к краевой части Мончегорского плутона была высказана В.К. Котульским (Котульский, 1939ф), и длительное время они считались непосредственным продолжением расслоенного массива Нюд-Поаз. Исследователями 50-х годов прошлого столетия породы интрузии Вуручайвенч были отнесены к более древним образованиям, чем породы Мончегорского плутона. По наблюдениям Т.Н. Ивановой (Иванова, 1953), первичная расслоенность в габброноритах ИВ имеет СВ простирание с пологим падением пород на ЮВ под эффузивные породы Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВЗ), в то время как расслоенность пород массива Нюд имеет СЗ простирание и падение на ЮЗ в сторону массива Сопча. Кроме того, в отличие от пород массива Нюд, габбронориты ИВ характеризуются более лейкократовым составом, сильно метаморфизованы и содержат пласты и линзы анортозитов и габбро-пегматитов (Иванова, 1953; Козлов и др., 1967). В настоящее время большинство исследователей считает ИВ тектонически перемещенной верхней частью Мончегорского плутона, однако отмечается, что некоторые геохимические параметры ИВ близки к габброноритам и габбро-анортозитам интрузии Мончетундра (Расслоенные..., 2004; Рундквист, Припачкин, 2008; Иванченко, Давыдов, 2009; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014; Karikowsky et al., 2018).

Темой для обсуждения остается и принадлежность месторождения Вуручайвенч к магматогенному платинометалльному рифовому типу (далее ЭПГ риф). Критерии отнесения стратиформных ЭПГ месторождений к рифовому типу исчерпывающе даны в работах А.Дж. Налдретта (Naldrett, 2004) и М. Зинтека (Zientek, 2012). Термин "ЭПГ риф" используется исследователями для обозначения пачки горных пород

с характерной текстурой и минеральным составом, вмещающей протяженный горизонт вкрапленных сульфидных руд, обогащенных ЭПГ. Минерализованный интервал обычно тонкий, от сантиметров до первых метров, и не имеет строгой стратиграфической позиции.

Наиболее известными платинометалльными рифами, протяженностью в десятки и сотни километров, являются риф Меренского в комплексе Бушвельд, Южная Африка, и J-M риф интрузии Стиллуотер, США. Кроме известных ранее классических рифов в крупных магматических комплексах, в конце 20-го века рифы различной протяженности были установлены во многих интрузиях, в том числе в раннепалеопротерозойских интрузиях Фенноскандии – Пеникат и Портимо в Финляндии, Мончетундра, Вуручайвенч и Панские тундры в России. В ЭПГ рифах узкие горизонты вкрапленных ЭПГ-Cu-Ni руд иногда нарушены телами неправильной формы. Это так называемые "потолы" (potholes) в комплексе Бушвельд или "бальные залы" (ballrooms) в J-M рифе интрузии Стиллуотер.

Как показали исследования, изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского п-ва имеет небольшой диапазон значений  $\delta^{34}\text{S}$ , близкий к мантийному (Гриненко и др., 1976, Гроховская и др., 2009). Недавно было установлено, что архейские коровые сульфиды, имея близкие мантийным значения  $d^{34}\text{S}$ , обладают широким диапазоном значений масс-независимых изотопов  $\Delta^{33}\text{S}$ . Низкие отрицательные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  (от  $-0.23$  до  $-0.04$  ‰) в сульфидах обычно указывают на то, что сера в них подвергалась фракционированию масс-независимых изотопов в первичной архейской атмосфере, прежде чем она была включена в состав протолитов парагнейсов (Farquhar et al., 2000; Bekker et al., 2009, 2016; Velivetskaya et al., 2020). Таким образом, сигнатура  $\Delta^{33}\text{S}$  представляет собой превосходный новый инструмент для изучения дифференциации мантийных и коровых источников серы, а также для оценки степени коровой ассимиляции в формировании ЭПГ рифа ИВ.

Геология и распределение породных ассоциаций ИВ были детально описаны ранее (Козлов, 1973; Расслоенные..., 2004; Иванченко и др., 2008; Иванченко, Давыдов, 2009; Припачкин, Рундквист, 2008; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014). Вещественный состав руд и минералогия благородных металлов освещены лишь

<sup>1</sup> Здесь и далее буквой "ф" помечены фондовые материалы и производственные отчеты.

в нескольких работах и требуют дальнейших исследований (Гроховская и др., 2000, 2003; Кнауф и др., 2008; Рундквист, Припачкин, 2009). В настоящей работе представлены результаты изучения петрологических особенностей рудных горизонтов и новые данные по минералогии ЭПГ. Основное внимание уделено описанию пород, непосредственно связанных с формированием платинометаллических руд и ранее не установленных в интрузии Вуручайвенч ассоциаций МПГ.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для петролого-минералогических исследований был отобран керн поисковых скважин (1801–1812 и 1844) в районе развития стратиформного ЭПГ рифа мощностью 1–3 м и скважины 1990, мощность ЭПГ рифа в которой более 15 м. Пороодообразующие силикаты, сульфиды и минералы благородных металлов изучены в прозрачно-полированных шлифах и аншлифах на оптическом микроскопе Olympus CX-31.

Для объективной оценки соотношений МПГ в рудах проведено гравитационное обогащение протолок керновых проб весом от одного до пяти килограмм. Предварительно рассеянные по размеру зерен пробы были разделены на легкие и тяжелые фракции в делительных воронках с бромформом. Готовый концентрат МПГ был получен путем отмывки тяжелой фракции проб в бромформе в фарфоровых чашках. Детальное описание методики получения гравитационного концентрата приведено в работе (Grokhovskaya et al., 2021). В пробах было найдено более 800 зерен минералов благородных металлов, причем наибольшее количество зерен было обнаружено во фракциях  $-0.06$  мм и  $-0.1 + 0.06$  мм. При детальном минералогическом исследовании аншлифов и гравитационных концентратов были получены новые данные по ассоциациям МПГ.

Аналитические работы выполнены в ЦКП “ИГЕМ-Аналитика” и в лаборатории кристаллохимии ИГЕМ РАН. Петрогенные, рудные и редкие элементы проанализированы А.И. Якушевым на рентгенофлуоресцентном спектрометре “PW 2400” (петрогенные элементы – с предварительным плавлением проб в индукционной печи Philips MiniFuse с тетраборатом лития). Pt, Pd, Rh, Ir, редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) определены Я.В. Бычковой, Д.Б. Петренко и С.А. Ермаковой с использованием стандартных эталонов на масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой серии XII ICP-MS. Количественное определение Pt, Pd, Rh, и Ir

выполнено после предварительного кислотного микроволнового разложения проб (масса 1.5–2 г) и концентрирования по разработанной Я.В. Бычковой оригинальной методике (Бычкова и др., 2016).

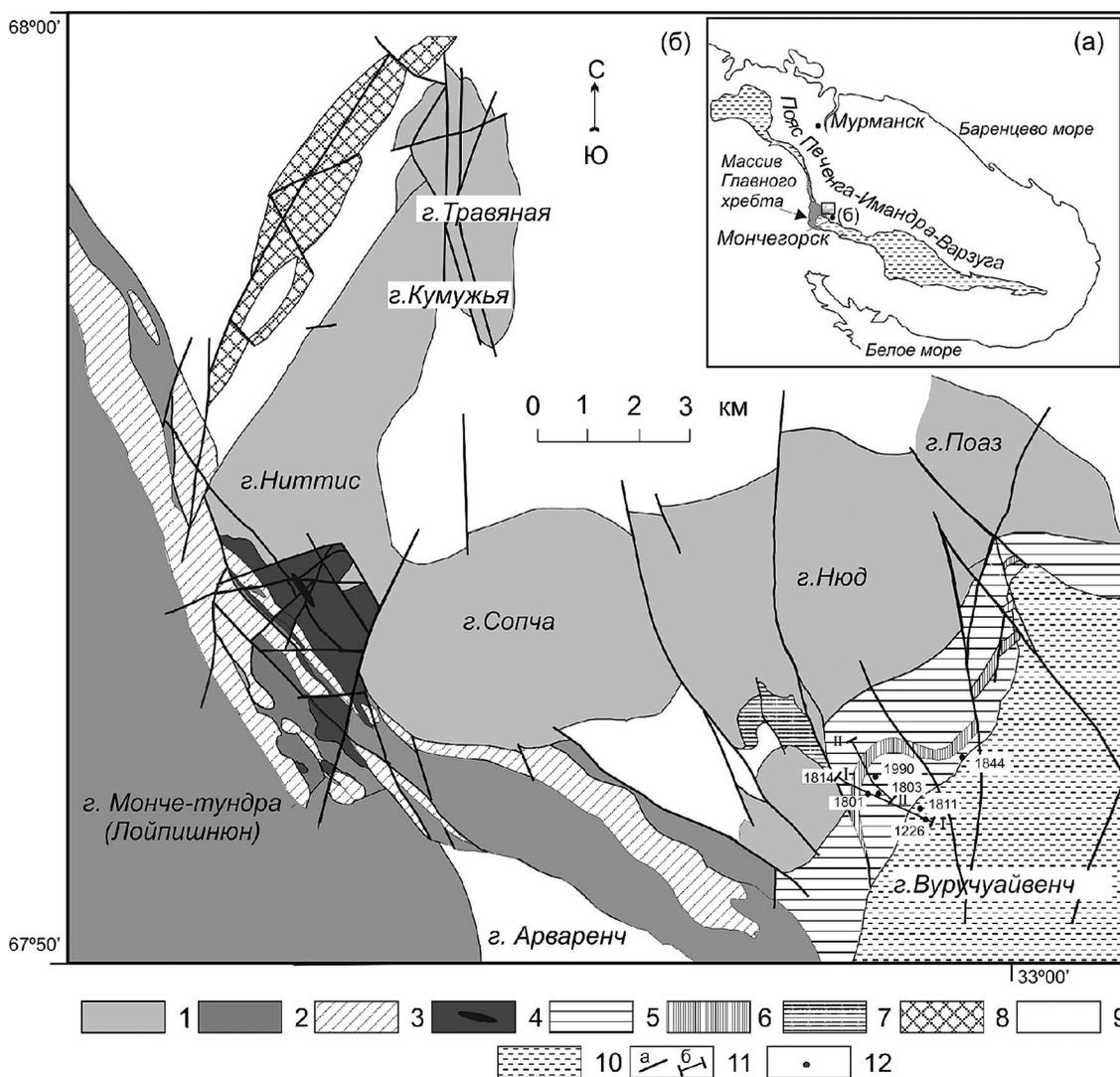
Морфология и химический состав МПГ, сульфидов и силикатов определены М.И. Лапиной, Л.А. Ивановой и Л.О. Магазиной на аналитическом сканирующем электронном микроскопе JSM 5610 LV. Количественный анализ минералов проведен С.Е. Борисовским и Е.В. Ковальчук на электронно-зондовом микроанализаторе Jeol-8200, оборудованном пятью кристалл-дифракционными спектрометрами. В качестве стандартов для силикатов использовались лабораторные стандарты, по составу близкие к изучаемым минералам. Исследование МПГ проводилось на 21 элемент (ЭПГ, Sb, Se, Zn, Hg, Ag, S, As, Cu, Bi, Te, Fe, Pb, Cd, Ni, Co). В качестве эталонов использованы  $Sb_2S_3$ , CdSe, ZnS, HgS, Cu FeS, GaAs, PbS и химически чистые металлы. Аналитические линии: для элементов Zn, S, Cu, Fe, Ni, Co – Ka; для As, Te, Sb, Se, Pd, Pt – La; для Hg, Bi, Pb – Ma, для Ag, Cd – Lb. Ток на цилиндре Фарадея 20 нА, ускоряющее напряжение 20 кВ, диаметр пучка зонда 1 мм. Расчет поправок осуществлялся по методу ZAF-коррекции с использованием программы фирмы JEOL.

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

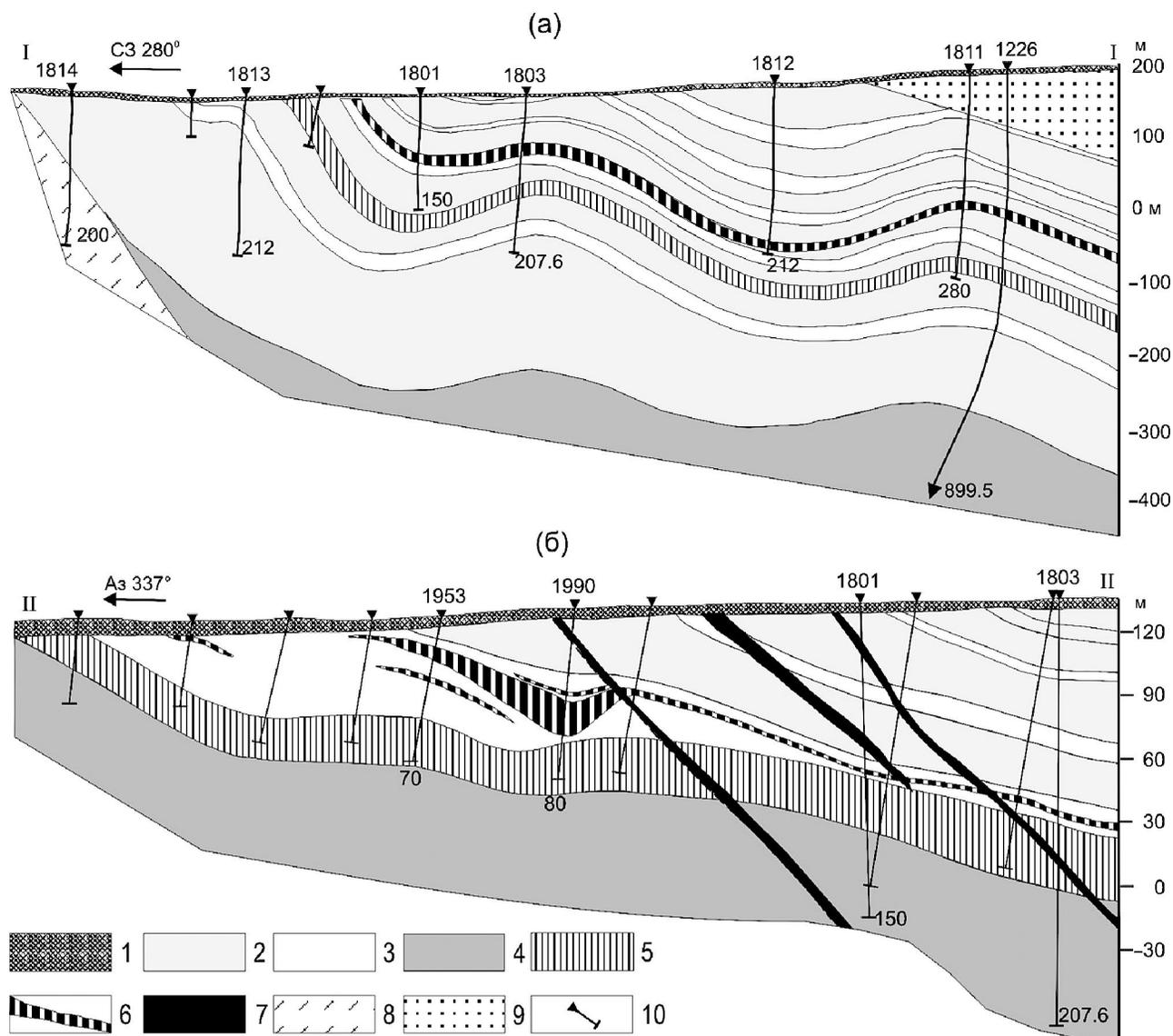
Раннепалеопротерозойский Мончегорский интрузивный комплекс (МИК) расположен в южной части синрифтовой сдвиговой зоны, соединяющей Имандровский и Печенгский сегменты рифтовой системы Печенга–Имандра–Варзуга (фиг. 1а). МИК включает в себя массив Главного Хребта Монче-Чуна-Волчьих и Лосевых Тундр, отделенный от него Мончетундровским разломом Мончегорский плутон и несколько более мелких расслоенных интрузий (фиг. 1б). Интрузия Вуручайвенч находится южнее Мончегорского плутона, который состоит из двух ветвей: субмеридиональной (массивы Ниттис–Кумужья–Травяная) и субширотной (массивы Сопча и Нюд–Поаз). ИВ представляет собой пластовое интрузивное тело, сложенное преимущественно габбро-рититами, которые выходят на дневную поверхность к югу и юго-востоку от массива Нюд и прослеживаются в северо-восточном направлении на 7–8 км в виде полосы шириной 1–1.5 км. Интрузия Вуручайвенч имеет моноклиналиное залегание с пологим падением

пород от 5°–10° до 20°–30° на ЮВ под супракрупные образования ИВЗ (фиг. 2а, 2б). Вертикальная мощность пород ИВ, по данным бурения, составляет от 300 м на северо-восточном фланге до 800 м на юго-западном фланге. Породы ИВ прорывают диорито-гнейсы архейского кольско-беломорского комплекса и с угловым несогласием перекрываются основными вулканитами кукшинской свиты нижнекарельского комплекса (Расслоенные..., 2004). Внутреннее строение массива осложнено тектоническими

нарушениями северо-западного направления, которые разбивают массив на 3 блока: южный, центральный и северный. Тектонические нарушения имеют ступенчатый характер, проявленный как в горизонтальных, так и в вертикальных смещениях соседних блоков. Амплитуда смещений увеличивается с СЗ на ЮВ (~150 м). Породы слабо обнажены в южном и центральном блоке и практически полностью перекрыты чехлом рыхлых отложений в северном блоке.



**Фиг. 1.** Местонахождение (а) и схематическая геологическая карта (б) Мончегорского интрузивного комплекса: 1 – породы Мончегорского плутона; 2, 3 – интрузия Мончетундра: крупнозернистое амфиболизированное габбро и габбронорит (2), ритмично-расслоенные породы (габбронорит, норит, пироксенит, перидотит, дунит) (3), дуниты, перидотиты и хромититы Дунитового блока (4); 5, 6 – интрузия Вурчуйвенч: породы расслоенной серии (5), ЭПГ риф (6); 7 – породы интрузии Габбро 10 аномалии; 8 – габбронориты интрузии Кириха; 9 – архейские гранат-биотитовые и амфиболовые гнейсы, диорито-гнейсы; 10 – вулканогенно-осадочные породы серии Печенга–Имандра–Варзуга; 11 – тектонические нарушения (а), расположение геологического разреза (б); 12 – местоположение опорных скважин. Карта составлена В.В. Шолохневым по материалам отчетов Северо-Западного геологического управления и других организаций, с изменениями автора.



Фиг. 2. Схематические геологические разрезы интрузии Вуручайвенч: а – по Гроховская и др., 2003, с изменениями, б – по Иванченко и др., 2008ф, с упрощениями. 1 – четвертичные отложения, 2 – лейкократовый и мезократовый габбронорит, 3 – пятнистый анортозит и лейкократовый габбронорит, 4 – мезократовый и меланократовый габбронорит и норит, 5 – такситовый лейкократовый габбронорит; 6 – ЭПГ риф; 7 – дайки габбро-долеритов, 8 – архейские диорито-гнейсы, 9 – вулканогенно-осадочные породы серии Имандра-Варзуга, 10 – расположение скважин.

Интрузии МИК имеют близкий изотопный возраст. Возраст Мончегорского плутона, определенный U-Pb методом по циркону, по различным оценкам составляет от  $2504.4 \pm 1.5$  млн лет (Amelin et al., 1995) до  $2493 \pm 7$  млн лет (Balashov et al., 1993), массива Главного Хребта – от  $2498 \pm 3$  млн лет до  $2453 \pm 4$  млн лет (Расслоенные..., 2004). Изотопный возраст габброноритов ИВ оценивается по U-Pb датированию циркона и бадделеита в  $2497 \pm 21$  млн лет (Расслоенные..., 2004). Лейкократовые габбронориты и пойкилитовые

анортозиты ЭПГ рифа, по данным Т.Б. Баяновой (ID-TIMS, SHRIMP), формировались в период  $2504.2 \pm 8.4$  млн лет, а габбронориты стратиграфически выше рифа –  $2498.2 \pm 6.7$  млн лет, что находится в пределах ошибок измерения и свидетельствует об их синхронном формировании (Рундквист и др., 2014; Чашин и др., 2016).

В вертикальном разрезе ИВ отчетливо выделяются две толщи пород. Нижняя часть разреза (300–600 м) достаточно монотонна и сложена мезократовыми и меланократовыми габброноритами

с резко подчиненным количеством лейкократовых габброноритов и габбро (фиг. 2а). На глубинах более 600 м породы становятся более свежими. По данным (Припачкин, Рундквист, 2008), в одной из скважин на уровне 636 м была зафиксирована четырехметровая зона дробления и милонитизации, ниже которой отмечается резкий переход от габброноритов ИВ к нижележащим норитам, подобным норитам массива Нюд.

В верхней части разреза (расслоенная зона, или “полосчатая зона” по Иванченко, Давыдов, 2009) мощностью от 100 до 300 м отмечается чередование мезократовых и лейкократовых габброноритов и анортозитов, иногда с пластами и линзами лейкогаббро и габбро-пегматитов (фиг. 2б, фиг. 3, стратиграфические колонки на фиг. 4). К расслоенной зоне приурочен стратиформный ЭПГ риф мощностью 1–3 м, в отдельных скважинах отмечаются раздувы пласта до 24.5 м при бортовом содержании ЭПГ 1.0 ppm (Иванченко, Давыдов, 2009). ЭПГ риф представлен вкрапленными медно-никелевыми сульфидными рудами с высокими содержаниями ЭПГ (Шелепина и др., 1998ф; Гроховская и др. 2000, 2003). Кроме платинометалльного рифа, в верхней части разреза ИВ отмечается несколько интервалов Fe-Cu-Ni-вкрапленных руд, содержания ЭПГ в которых не достигают промышленных значений.

#### ПЕТРОЛОГИЯ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ РУДОНОСНЫХ ПОРОД

Породы, вмещающие ЭПГ риф, характеризуются отчетливо проявленной первичной расслоенностью, обусловленной чередованием слоев различного минерального состава, зернистости и текстуры (фиг. 3а, 3в; фиг. 4). Расслоенность подчеркивается протяженными телами и линзами анортозитов и лейкократовых габбро-пегматитов мощностью от 1–2 до 20 м (см. фиг. 2б).

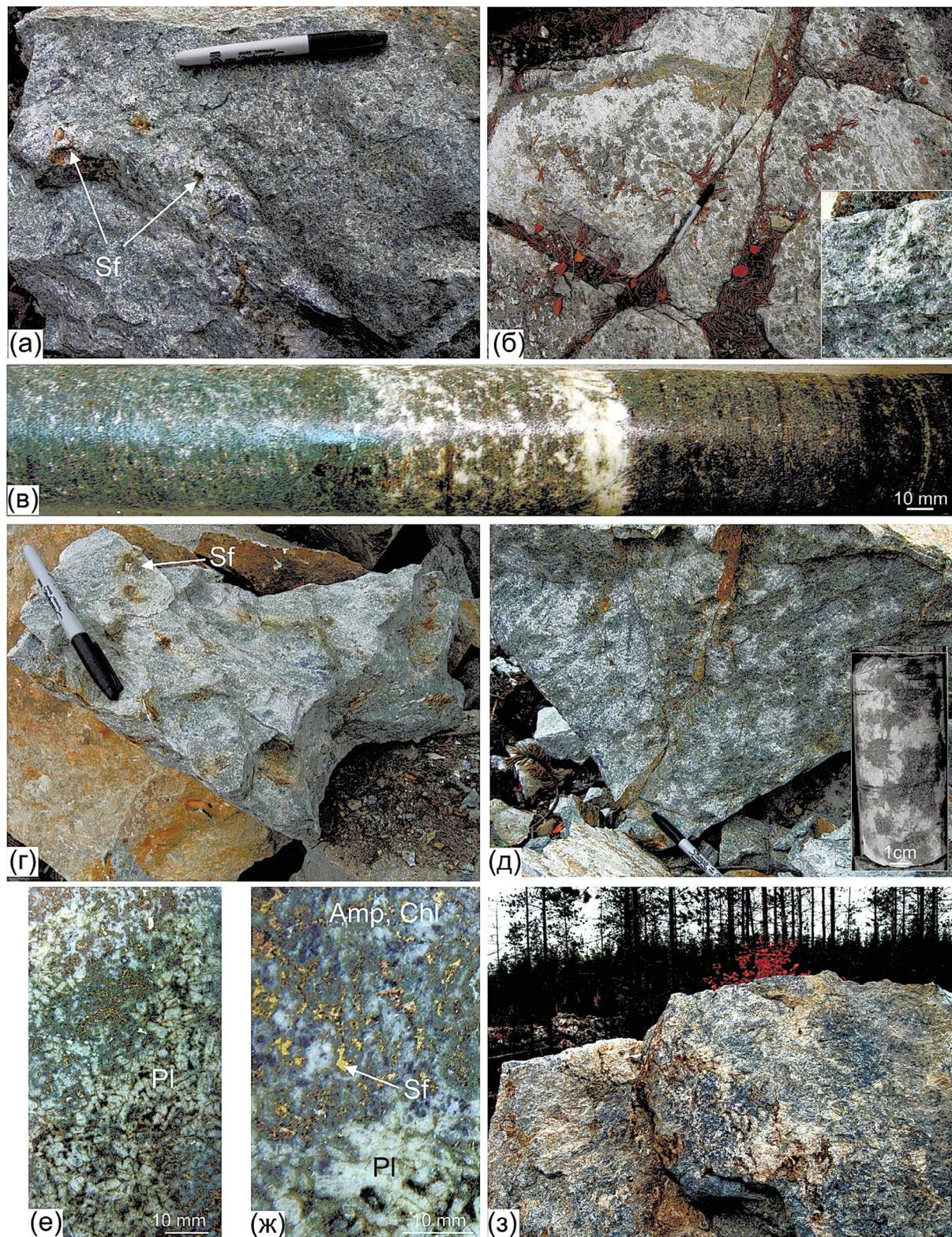
Габбронориты представлены плагиоклазовыми (Pl/Orx + Crx) и плагиоклаз-ортопироксеновыми кумулатами с интеркумулусным клинопироксеном (Pl + Orx/Crx), анортозиты – плагиоклазовыми (Pl/Orx + Crx) кумулатами. Пироксены практически полностью замещены актинолитом, реже роговой обманкой, плагиоклаз частично или полностью сосюртитизирован. В породах развиты хлорит, биотит, клиноцоизит, пренит, кварц и карбонаты. Контакты анортозитов с габброноритами могут быть как резкими, так и нечеткими за счет постепенного увеличения количества пироксена. Иногда порода отвечает кварцсодержащему габбронориту

из-за присутствия в интеркумулусе многочисленных зерен кварца.

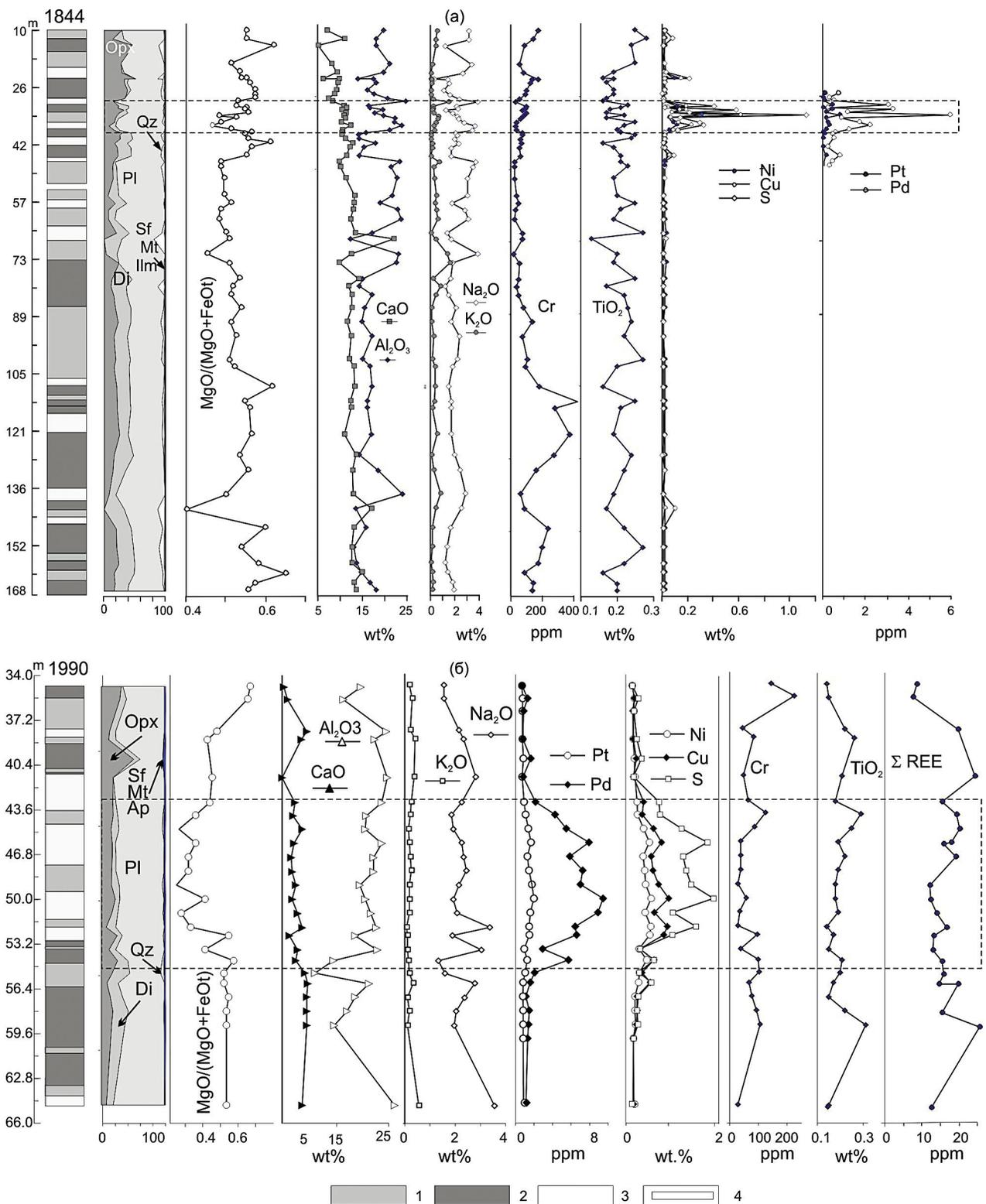
Кроме массивных средnezернистых мезократовых и лейкократовых габброноритов, характерных для всего разреза интрузии, во вмещающих ЭПГ риф горизонтах широко развиты пойкилитовые анортозиты пятнистой текстуры (фиг. 3б, д–ж). Матрица пятнистого анортозита (“spotted» or “mottled anorthosite” по международной терминологии) представляет собой плагиоклазовый кумулат с округлыми включениями, на сколе породы проявленными пятнами темноцветных минералов от одного до 5 см в диаметре (фиг. 3б и врезки на фиг. 3б, д). Пятна представлены пойкилитовыми вкрапленниками амфиболизированного ортопироксена с хадакритами плагиоклаза или округлыми включениями, полностью состоящими из посткумулусных минералов – амфиболов, слюд, кварца, К-полевого шпата, альбита, акцессорных апатита и сфена (фиг. 5). При увеличении количества темноцветных минералов порода по составу отвечает пойкилитовому лейкократовому габбронориту (фиг. 3в, д), в котором тонкие лейсты или пластинки плагиоклаза образуют округлые кластеры. В интеркумулусе наряду с вторичными силикатами отмечается сульфидная вкрапленность (фиг. 3е, ж). Участками породы становятся неравнозернистыми, теряют свой пятнистый облик и имеют такситовую текстуру (фиг. 3з).

Породы ИВ гидротермально изменены, и присутствие первичных силикатов иногда можно определить только по характеру изменений, наличию амфиболовых псевдоморфоз и сохранившемуся структурному рисунку исходных минералов. Реликты свежих пироксенов были отмечены лишь в единичных шлифах и представлены энстатитом (En<sub>71.3-78.8</sub>), инвертированным пижонитом и авгитом (фиг. 5а–г).

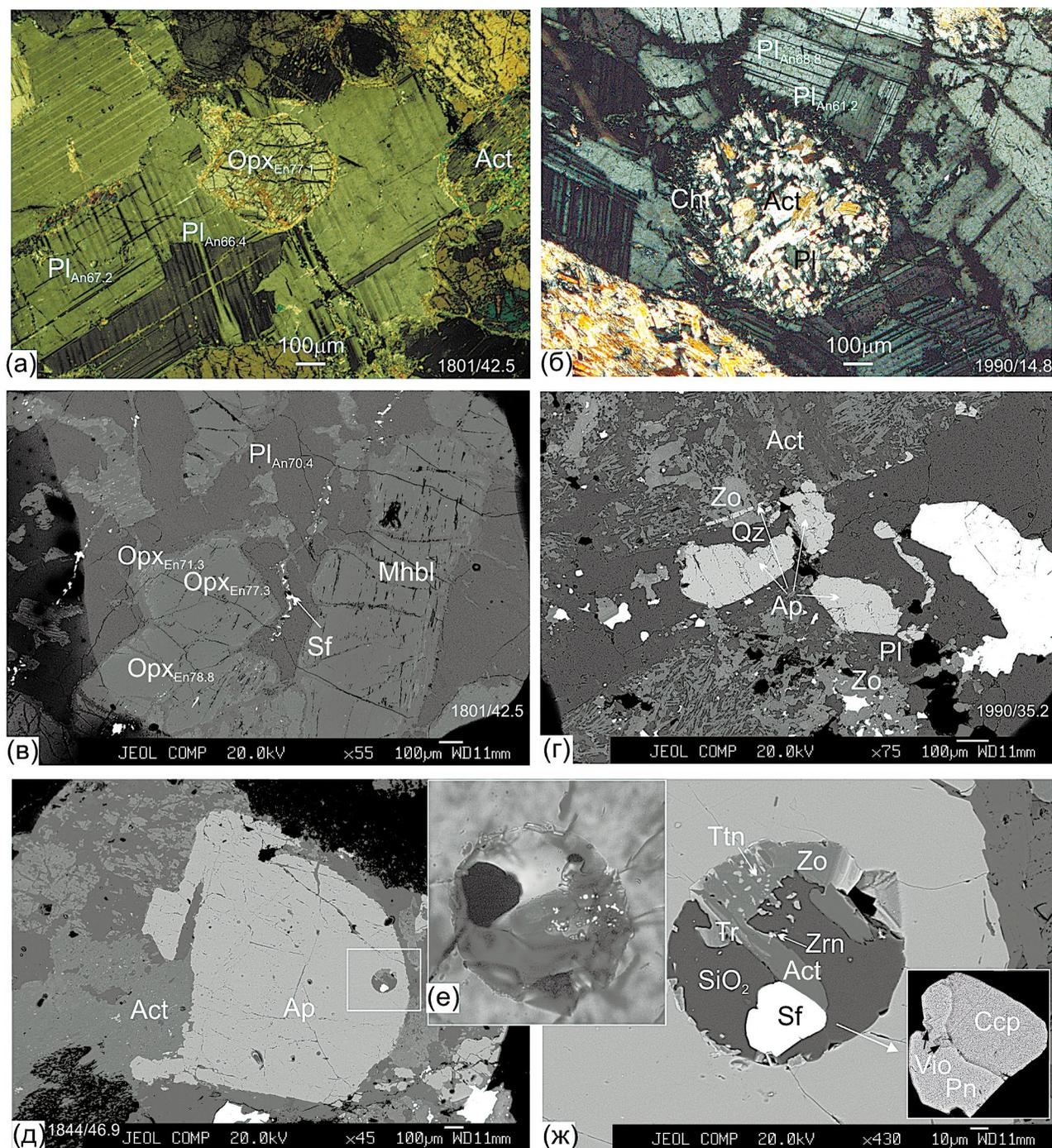
Плагиоклаз, который, в отличие от темноцветных первичных силикатов, часто сохраняется свежим, был изучен по всему разрезу расслоенной зоны. Составы плагиоклаза варьируют в широких пределах. В большинстве зерен плагиоклаз представлен лабрадором с вариациями состава от An<sub>57.1</sub> до An<sub>68.8</sub>, очень редко битовнитом (An<sub>70.4-72</sub>). В измененных породах в лабрадоре встречаются зерна и включения андезина (An<sub>32.1-45.4</sub>), олигоклаза (An<sub>19.6-25.9</sub>) и альбита (An<sub>3.7-7.1</sub>). Плагиоклаз имеет в основном прямую зональность, в пятнистых анортозитах и габброноритах в нескольких зернах была отмечена обратная зональность (фиг. 5а–в). Составы плагиоклаза в массивных и пятнистых



**Фиг. 3.** Фотографии пород ИВ из коренных обнажений, разведочных каналов и керна скважин: а – контакт лейкократового габбронорита с мезократовым габброноритом, Sf –сульфиды; б – пятнистый анортозит с пойкилитовыми включениями амфиболизированного пироксена, на врезке – образец скола; в – чередование мезо- меланократового и лейкократового габбронорита (скв. 1990/61); г – анортозит с сульфидной вкрапленностью; д – пятнистый (mottled) лейкократовый габбронорит, на врезке – пятнистый анортозит, надрудный горизонт в скв. 1990); е, ж – образцы керна пятнистого анортозита (1990/51.8) с кластерами первичного плагиоклаза (Pl), в интеркумулусе – амфиболы (Amp), хлорит (Chl) и сульфиды; з – глыбы неравномерно-зернистого лейкократового габбронорита такситовой текстуры.



**Фиг. 4.** Стратиграфические колонки, нормативный состав (CIPW) и вариации петрогенных, редких и редкоземельных элементов в разрезах скважин 1844 (а) и 1990 (б); 1 – лейкократовый габбронорит, 2 – мезократовый габбронорит, 3 – пятнистый анортозит и такситовый лейкократовый габбронорит, 4 – границы развития ЭПГ рифа. Орх – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Di – диопсид, Qz – кварц, Sf – сульфиды; Mt, Ilm – магнетит, ильменит, Ap – апатит.



**Фиг. 5.** Породообразующие и рудные минералы в породах расслоенной зоны IB: а – среднезернистый мезократовый габбронорит – ортопироксен (Opx) частично, а авгит полностью замещены актинолитом (Act); б – пойкилитовый анортозит, в интеркумулясе – актинолит и хлорит с хадакритами плагиоклаза; в – мезократовый габбронорит выше ЭПГ рифа: ортопироксен, магнезиальная роговая обманка (Mhbl) и плагиоклаз частично замещены актинолитом и хлоритом; г – кварцсодержащий габбронорит с зернами апатита (Ap), Qz – кварц, белое – сульфиды, ЭПГ риф; д, е, ж – апатит с палеовключением кварца, циркона (Zrn), титанита (Ttn), тремолита (Tr) и актинолита с вкрапленником халькопирита (Csp), пентландита (Pn) и виоларита (Vio); а, б, е – микрофотографии в проходящем свете в скрещенных николях, в–д, ж – изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

разностях габброноритов и анортозитов значительно не отличаются. В рудных горизонтах и сильно измененных породах плагиоклаз серицитизирован и замещен клиноцоизитом.

Особенностью пород, вмещающих ЭПГ риф, является большое количество амфиболов, слюды и апатита. В габброноритах ИВ преобладают кальциевые амфиболы. Наиболее широко развит актинолит, замещающий пироксены, реже актинолитовая и магнезиальная роговая обманка и чермакит, причем последний встречается крайне редко (фиг. 6). Детальное описание состава и генезиса амфиболов в интрузии Вуручайвенч приведено в работе (Припачкин, Рундквист, 2008), авторами которой были установлены существенные различия в составе актинолитов, развитых по энстатиту и авгиту. Амфиболы расслоенной зоны ИВ обладают достаточно широкими вариациями состава, причем существенных различий в амфиболах ЭПГ рифа по сравнению с амфиболами в габброноритах надрудных и подрудных интервалов не отмечается (фиг. 6). Актинолит в нормальном ЭПГ рифе характеризуется большей магнезиальностью, чем актинолит в “потоловом” рифе, однако наблюдаемое различие может быть обусловлено и латеральной неоднородностью пород.

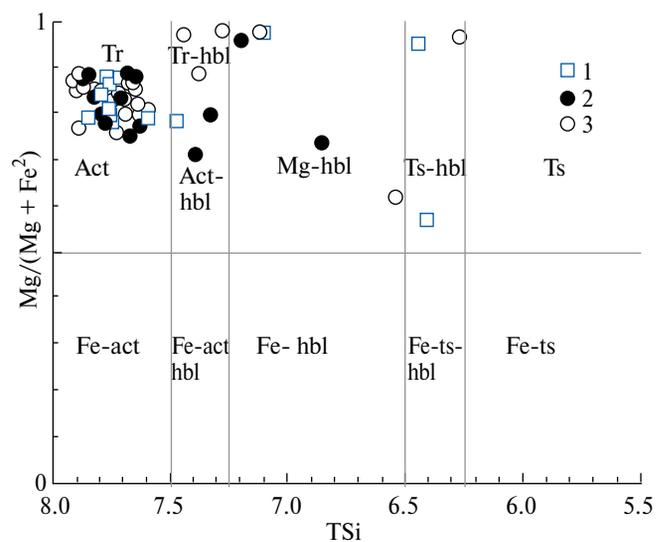
В рудных горизонтах вкрапленники магматических сульфидов часто замещаются актинолитом, клиноцоизитом и магнезиально-железистым хлоритом ряда дафнит – клинохлор (фиг. 5б, г). Амфиболы ЭПГ рифа ИВ не содержат значимых содержаний хлора (0.01–0.13 мас. %) в отличие от пород массива Южная Сопча, где в краевом типе ЭПГ-минерализации отмечается автобрекчирование и активная контаминация вмещающих пород (Гроховская и др., 2012).

Среди акцессорных минералов хорошим индикатором посткумулясных процессов является апатит, отличающийся широкими вариациями состава, в том числе F, Cl и редкоземельных элементов. В расслоенных интрузиях существует положительная корреляция между модальным количеством апатита и количеством захваченного интеркумулясного расплава (Hoatson, Keays, 1989). Акцессорный апатит был изучен в габброноритах, кварцевых габброноритах и анортозитах расслоенной зоны ИВ. Идиоморфные и ксеноморфные зерна апатита локализованы в кварце, актинолите, тремолите, клиноцоизите. Содержание апатита увеличивается в обогащенных сульфидами пятнистых и такситовых анортозитах по сравнению с безрудными породами. Размеры зерен колеблются от 10 до 100 мкм, достигая 300–700 мкм

в интеркумулясе анортозитов ЭПГ рифа, где отмечаются скопления зерен в ассоциации с МПГ и сульфидами (фиг. 5г–д). Расплавные и флюидные включения крайне редки в ИВ и ранее установлены не были. В единственном девитрифицированном включении, найденном в апатите ЭПГ рифа, присутствуют микронные зерна циркона и каплевидный пентландит-халькопиритовый вкрапленник, что свидетельствует о близко-одновременном образовании флюид-содержащих минералов и ЭПГ-Cu-Ni сульфидов (фиг. 5д–ж).

В породах ИВ апатит не содержит таких высоких содержаний хлора, как в платиноносных рифах крупных расслоенных комплексов Бушвелд, ЮАР и Стиллуотер, США (Boudreau, 1995, 2016). Фигуративные точки составов расположены в поле F- и OH-содержащих апатитов, отражая различную степень гидротермальных изменений в породах. Апатиты ИВ содержат 0.2–0.36 мас. % Cl, 1.71–3.25 мас. % F, 0.01–0.09 мас. % Sr, 0.01–0.12 мас. % La и 0.01–0.73 мас. % Ce.

Платинометальная минерализация в пределах обычного ЭПГ рифа встречается в пятнистых анортозитах, перемежающихся с лейкократовыми и мезократовыми габброноритами, что хорошо видно по нормативному составу и геохимии элементов на фигуре 4а. ЭПГ риф мощностью 15–20 м в скв. 1990 локализован преимущественно в пойкилитовых анортозитах и характеризуется уменьшением магнезиальности пород к центральной части рифа (фиг. 4б).

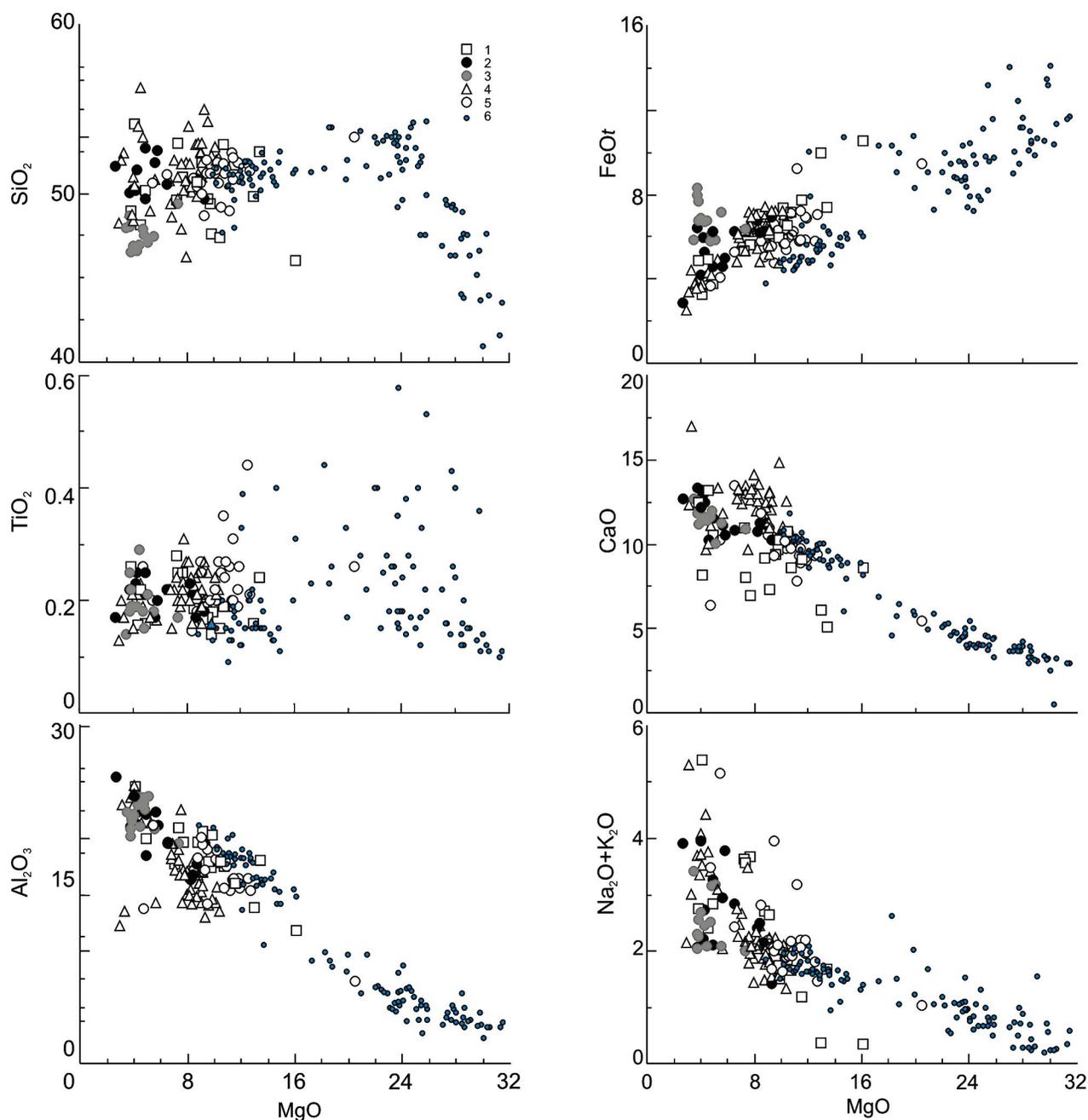


Фиг. 6. Классификационная диаграмма Ca-амфиболов ИВ: 1 – габбронориты и пятнистые анортозиты, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа; 2 – ЭПГ риф, 3 – габбронориты, подстилающие ЭПГ риф (по Leake et al., 1997).

### ГЕОХИМИЯ ПОРОД ИНТРУЗИИ ВУРУЧУАЙВЕНЧ

Распределение петрогенных, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) было изучено по скважинам, вскрывшим полный разрез ИВ, и норитам расслоенной серии массива Нюд. Петрогенные элементы образуют на петрохимических

диаграммах достаточно компактное поле (фиг. 7). Породы глубоких частей ИВ являются менее магнезиальными и хромистыми по сравнению с одноименными породами массива Нюд и имеют отличный тренд дифференциации (см. фиг. 7). Отмечается незначительное постепенное увеличение магнезиальности пород и содержаний в них хрома по направлению к подошве массива (фиг. 4а).



**Фиг. 7.** Диаграммы распределения петрогенных элементов в породах интрузии Вуручуйвенч (1–5) и массива Нюд (6): 1 – породы расслоенной зоны, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа, 2 – “нормальный” ЭПГ риф, 3 – “потоловый” ЭПГ риф, 4 – породы расслоенной зоны, подстилающие ЭПГ риф, 5 – габбронориты нижней зоны ИВ (скв. 1226), 6 – нориты и габбронориты массива Нюд. FeOt – общее железо в пересчете на FeO.

Наиболее детально геохимические особенности пород ИВ изучены в пределах расслоенной зоны. Содержания петрогенных элементов в одноименных породах ЭПГ рифа и в породах выше- и нижележащих горизонтов достаточно близки (табл. 1, фиг. 4, фиг. 7). Вариации содержаний элементов обусловлены в основном чередованием пород различного состава, от анортозитов до мезократовых и меланократовых габброноритов. Интересной особенностью раздува ЭПГ рифа большей мощности является уменьшение содержаний  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  и магнезиальности пород и увеличение содержаний щелочей,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , ЭПГ, Cu и Ni, что обусловлено приуроченностью этого рудного горизонта к пойкилитовым анортозитам и габбро-пегматитам (фиг. 4б).

**Таблица 1.** Содержания породообразующих, рудных и рассеянных элементов в породах интрузии Вуручайвенч

Скважина 1844											
Глубина	14.8	29.3	32.5	33.1	35.9	39.9	47.2	58.7	98.3	111.6	166.4
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
мас. %											
LOI	4.04							2.38	1.80	1.75	1.76
Na <sub>2</sub> O	3.18	1.12	3.91	2.17	2.20	3.47	1.74	3.05	2.41	1.49	1.83
MgO	7.19	11.53	4.09	8.22	6.48	5.79	8.98	4.11	7.08	9.11	8.20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.02	16.07	24.63	16.31	19.68	21.13	14.27	21.70	17.16	17.05	16.70
SiO <sub>2</sub>	49.58	51.69	54.13	50.34	50.53	52.57	52.40	50.44	51.99	50.94	51.75
K <sub>2</sub> O	0.46	0.06	1.49	0.23	0.64	0.32	0.07	0.48	0.26	0.37	0.22
CaO	10.95	9.14	8.15	10.73	10.82	10.52	11.36	13.18	12.40	13.11	12.96
TiO <sub>2</sub>	0.28	0.19	0.16	0.23	0.22	0.20	0.21	0.20	0.22	0.16	0.20
MnO	0.105	0.13	0.06	0.12	0.092	0.08	0.11	0.067	0.109	0.106	0.117
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.91	8.62	3.66	7.50	6.96	5.57	7.27	4.20	6.40	5.73	6.09
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.04	0.02	0.02	0.02	<0.02	0.02	0.01	0.04	0.03	0.02	0.03
S	0.08	0.02	0.01	0.41	1.13	0.12	0.09	0.01	0.01	0.01	0.01
Сумма	99.84	98.58	100.31	96.28	98.75	99.79	96.52	99.86	99.87	99.85	99.87
ppm											
Pt	–	–	0.09	0.393	0.773	0.143	0.14	–	–	–	–
Pd	–	–	0.5	3.02	5.90	1.19	0.8	–	–	–	–
Cr	142	102	30	101	81	36	62	37	73	181	145
V	102	90	63	105	84	86	130	70	114	90	102
Co	31	49	21	46	79	36	45	17	36	33	32
Ni	183	229	168	1136	3034	482	423	94	148	219	192
Cu	70	88	114	1839	6063	799	478	69	40	39	41
Zn	44	62	22	50	55	31	43	32	49	44	47
Rb	10	6	39	9	15	12	6	9	8	8	<5
Sr	382	291	389	281	322	341	264	385	303	260	266
Zr	54	27	30	30	26	31	27	55	45	34	43
Ba	133	57	570	58	166	133	10	166	118	139	111
U	0.14	0.063		0.082	0.071			0.09		0.027	0.052
Th	0.58	0.27		0.29	0.33			0.42		0.1	0.18
Y	5.6	3.7		5.5	4			3.7		3.5	4.2
Nb	1.1	0.53		0.68	0.67			0.85		0.29	0.41

Таблица 1. Продолжение

Скважина 1844											
Глубина	14.8	29.3	32.5	33.1	35.9	39.9	47.2	58.7	98.3	111.6	166.4
№	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
ppm											
Pb	<10							<10	<10	<10	<10
As	<10							<10	<10	<10	<10
Cl		129	163	133		148	140				
La	5.1	2.9	3.4	3.3	3.2	3.41	2.35	3.6	3.11	1.9	2.7
Ce	10	6.3	6.88	7.3	6.9	7.31	5.2	7.9	6.65	4.2	5.8
Pr	1.4	0.84	0.83	1	0.97	0.92	0.7	1	0.86	0.59	0.84
Nd	5.8	3.5	3.29	4.7	4.1	3.77	3.05	4.2	3.51	2.8	3.7
Sm	1.1	0.61	0.62	0.94	0.79	0.76	0.68	0.77	0.74	0.55	0.79
Eu	0.57	0.36	0.46	0.45	0.51	0.36	0.31	0.49	0.4	0.34	0.42
Gd	1.6	0.89	0.67	1.3	1.1	0.86	0.76	1.1	0.85	0.73	1.09
Tb	0.19	0.12	0.09	0.19	0.15	0.12	0.12	0.14	0.13	0.11	0.14
Dy	0.9	0.69	0.5	0.99	0.76	0.72	0.75	0.71	0.77	0.63	0.81
Ho	0.19	0.15	0.1	0.21	0.16	0.14	0.15	0.13	0.15	0.12	0.17
Er	0.61	0.44	0.28	0.62	0.46	0.43	0.45	0.45	0.47	0.4	0.5
Tm	0.085	0.055	0.04	0.08	0.056	0.06	0.06	0.056	0.07	0.054	0.065
Yb	0.58	0.44	0.24	0.56	0.44	0.4	0.43	0.37	0.45	0.41	0.48
Lu	0.08	0.062	0.03	0.081	0.059	0.06	0.06	0.049	0.07	0.058	0.066
Li	10	12		10	9.2			6		6.1	6.5
Be	0.45	0.34		0.19	0.26			0.15		0.22	0.17
Sc	30	25		27	23			20		29	32
Ti	1517	994		1230	1042			1043		784	947
V	120	98		116	96			84		103	119
Cr	109	104		111	60			21		148	126
Mn	780	904		840	652			459		792	871
Co	37	46		52	96			20		37	39
Ni	179	226		1365	3287			82		199	167
Zn	25	44		39	44			17		34	26
Rb	10	1.6		5.3	13			11		11	5.7
Sr	420	291		301	358			420		274	282
Nb	1.1	0.53		0.68	0.67			0.85		0.29	0.41
Ag	0.18	0.15		1.1	2.2			0.21		0.07	0.08
Cd	0.04	0.03		0.31	0.66			0.05		0.04	0.06
Cs	0.16	0.09		0.14	0.22			0.17		0.14	0.38
Ba	90	16		62	151			129		99	78
Hf	0.38	0.18		0.28	0.29			0.35		0.11	0.15
Ta	0.11	0.089		0.11	0.11			0.11		0.077	0.077
Pb	2.6	1.4		2.1	3.3			2.4		1.1	1.4
Bi	0.022	0.018		0.32	0.88			0.031		0.016	0.014
Y	8				4			<5	<5	5	6

Таблица 1. Продолжение

Скважина 1990											
Глубина	34.8	38	41.3	44	47	50	53.6	55.3	56	58	64.7
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
мас. %											
SiO <sub>2</sub>	47.62	47.87	47.12	46.96	46.53	47.48	47.55	51.79	48.97	49.42	48.37
TiO <sub>2</sub>	0.14	0.22	0.21	0.29	0.22	0.18	0.15	0.20	0.17	0.22	0.15
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20.31	23.62	23.81	21.05	21.97	20.89	22.53	14.36	21.42	18.56	24.74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.64	5.47	6.53	7.53	7.55	7.97	6.83	7.95	5.48	6.82	4.07
MnO	0.107	0.08	0.08	0.07	0.06	0.08	0.08	0.13	0.09	0.11	0.07
MgO	9.78	4.57	5.10	4.49	3.87	5.53	4.79	7.60	5.27	6.77	4.01
CaO	10.27	13.22	10.01	11.40	11.20	11.29	12.00	12.97	13.35	13.24	12.61
Na <sub>2</sub> O	1.55	2.16	2.82	1.85	2.32	1.92	3.05	1.60	2.78	2.05	3.55
K <sub>2</sub> O	0.19	0.24	0.36	0.23	0.23	0.17	0.12	0.18	0.32	0.20	0.54
S	0.15	0.11	0.67	1.23	1.35	1.01	0.54	0.47	0.15	0.14	0.04
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.05	0.06	0.04	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03
LOI	2.96	2.24	2.46	3.51	3.33	2.04	1.18	1.91	1.66	2.11	1.67
Сумма	99.74	99.85	99.23	98.65	98.66	98.59	98.84	99.19	99.69	99.68	99.85
ppm											
Pt	0.08	0.05	0.230	0.72	0.79	0.94	0.58	0.140	0.10	0.14	0.17
Pd	0.64	0.11	1.530	5.04	6.91	8.64	5.29	0.940	0.43	0.75	0.41
Rh	0.0047	0,001	0.016	0.044	0.054	0.08	0.047	0.008	0,001	0,001	0,001
Ir	0.0009	0.0005	0.001	0.001	0.009	0.006	0.02	0.010	—	0.001	0.001
Cr	143	44	49	124	39	59	38	104	68	92	29
V	61	83	73	93	81	69	51	112	69	97	54
Co	50	22	72	52	45	54	80	64	32	50	22
Ni	529	212	1242	2830	3070	3160	3588	1591	708	828	210
Cu	530	234	2821	5281	5190	5477	5362	4499	1246	985	254
Zn	58	34	57	66	54	45	38	50	37	43	27
Rb	8	7	10	8	6	5	4	4	8	6	10
Sr	220	289	291	338	348	334	317	158	297	276	372
Zr	21	30	34	35	34	31	25	25	26	30	26
Ba	62	87	146	102	96	104	49	22	73	50	224
Cl	550	480	1591				46	150	128	143	74
La	1.6	3.36	4.29	3.22	3.14	2.09	2.23	2.2	2.45	2.49	2.2
Ce	3.2	7.28	9.20	7.09	7.04	4.33	4.83	5.2	5.30	5.51	4.5
Pr	0.4	0.94	1.14	0.92	0.93	0.59	0.61	0.75	0.65	0.72	0.6
Nd	1.7	3.54	4.40	3.64	3.51	2.37	2.38	3.4	2.83	3.06	2.5
Sm	0.32	0.75	0.90	0.81	0.79	0.51	0.49	0.73	0.64	0.69	0.46
Eu	0.3	0.42	0.59	0.39	0.42	0.36	0.42	0.31	0.34	0.31	0.44
Gd	0.46	0.90	1.00	0.93	0.93	0.59	0.57	1	0.69	0.75	0.73
Tb	0.06	0.14	0.16	0.15	0.14	0.10	0.09	0.14	0.10	0.11	0.092
Dy	0.34	0.81	0.83	0.78	0.82	0.63	0.56	0.76	0.63	0.71	0.43
Ho	0.07	0.16	0.18	0.16	0.17	0.11	0.11	0.16	0.13	0.14	0.1

Таблица 1. Окончание

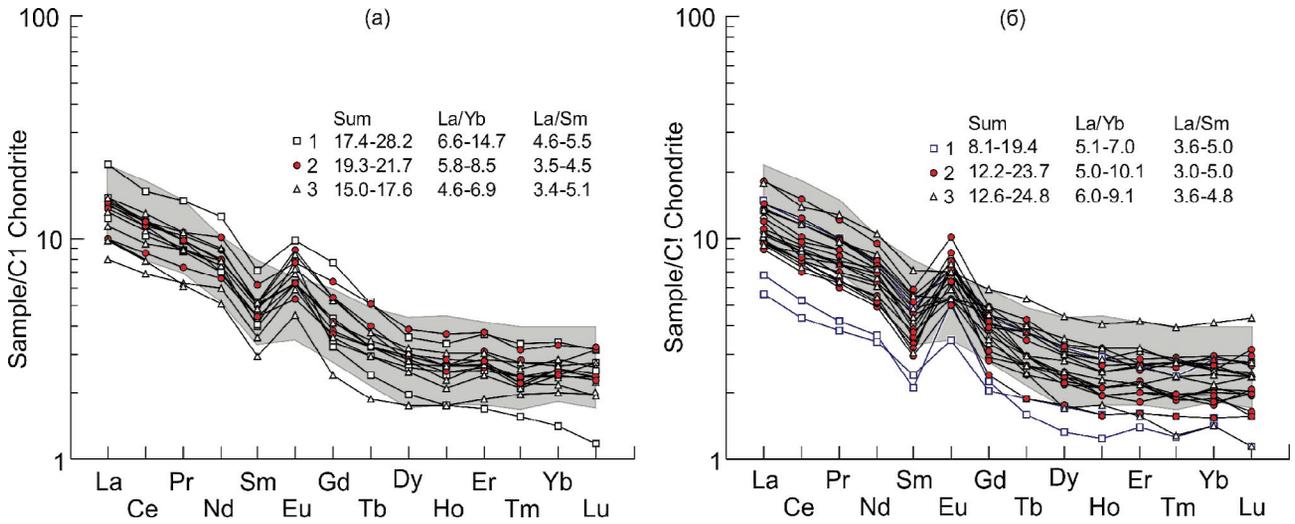
Скважина 1990											
Глубина	34.8	38	41.3	44	47	50	53.6	55.3	56	58	64.7
№	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
ppm											
Er	0.23	0.44	0.45	0.44	0.42	0.33	0.30	0.51	0.36	0.43	0.26
Tm	0.032	0.06	0.07	0.07	0.07	0.05	0.05	0.072	0.06	0.06	0.033
Yb	0.24	0.48	0.43	0.44	0.45	0.31	0.33	0.44	0.37	0.41	0.24
Lu	0.029	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.062	0.06	0.06	0.029
Li		5.9	7.7	5.5	5.6	5.9	6.7		4.4		
Be		0.21	0.50	0.18	0.18	0.21	0.19		0.20		
Sc		16	12	12	14	15	13		16		
Nb		0.84	0.91	0.84	0.70	0.61	0.42		0.49		
Mo		0.41	0.86	0.44	0.40	0.17	0.25		0.27		
Ag		0.16	1.15	2.38	2.21	2.12	2.57		0.46		
Cd		0.080	0.53	0.65	0.59	0.39	0.15		0.023		
Cs		0.42	0.63	0.38	0.30	0.32	0.16		0.35		
Hf		0.51	0.43	0.37	0.36	0.19	0.26		0.27		
Ta		0.30	0.27	0.24	0.23	0.18	0.17		0.17		
Pb		3.6	4.2	6.2	5.6	4.6	4.0		2.3		
Th		0.62	0.61	0.50	0.43	0.23	0.26		0.32		
Y		4	2	8	8	4	3				
U		0.14	0.16	0.13	0.10	0.044	0.061		0.057		

Примечание. 1, 2, 4, 5, 7, 9–12, 19, 21 – мезократовые и лейкократовые габбронориты, 3, 6, 8, 13–18, 20, 22 – пятнистые и такситовые анортозиты и лейкогаббронориты. Пустые поля – нет анализа, – не обнаружено. RFA и ICP-MS, ИГЕМ РАН.

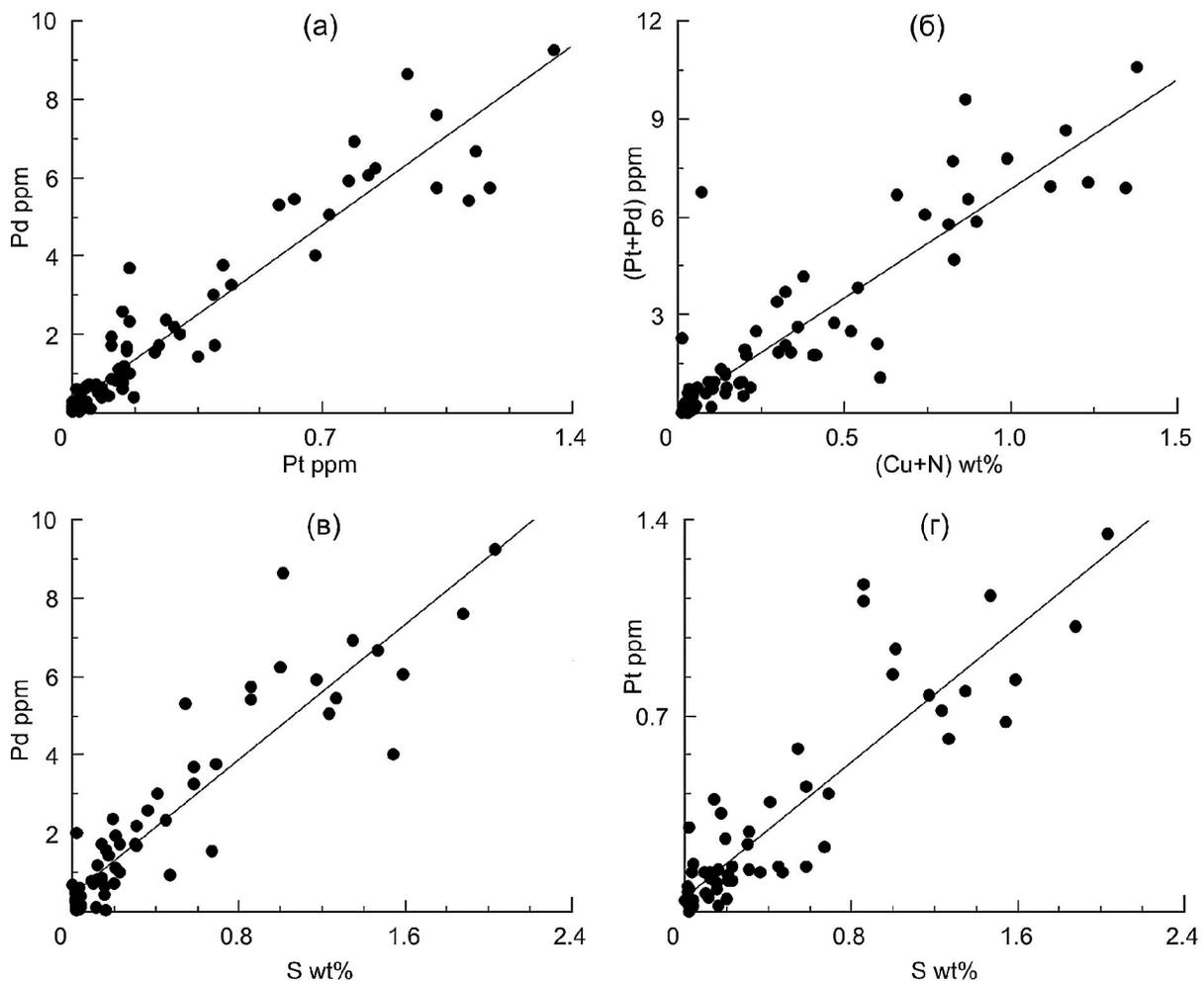
Содержания РЗЭ в породах ИВ варьируют от 8.1 до 28.2 ppm. В габброноритах и норитах массива Нюд-Поаз, по нашим данным, содержания колеблются от 8.6 до 14.5 ppm, что соответствует исследованиям, опубликованным в работах (Расслоенные..., 2004, Гребнев и др., 2014). На диаграммах распределения РЗЭ, нормированных по С1 хондриту, видно, что породы ИВ обогащены легкими РЗЭ и имеют положительную европиевую аномалию (табл. 1, фиг. 8а, б). В породах массива Нюд, при близких содержаниях РЗЭ, распределение РЗЭ характеризуется более пологим наклоном кривых, менее значимой европиевой аномалией и горизонтальным трендом фигуративных точек от средних к тяжелым РЗЭ (фиг. 8). Отмечается повышенное содержание РЗЭ в лейкократовых габброноритах выше ЭПГ рифа (фиг. 8а). Более низкие содержания РЗЭ со слабой европиевой аномалией выше ЭПГ рифа в одной из скважин (фиг. 8б) обусловлены присутствием слоя меланократовых норитов. Несмотря на широкое развитие апатита

в рудоносных породах (фиг. 5г), различия в соотношении содержаний отдельных РЗЭ по сравнению с безрудными породами не выявлено.

Содержания суммы ЭПГ в рифе в среднем составляют от 3 до 10 ppm с отношением Pd/Ir = 780–1400 и Pd/Pt = 4–16.4. Содержания меди и никеля колеблются от 0.1 до 0.5 мас. % и от 0.03 до 0.3 мас. % соответственно. Содержания других благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ составляют 1.0–100 ppm Ag и 0.01–0.12 ppm Au. Характерна высокая положительная корреляция Pd и Pt с Ni, Cu и S (фиг. 9). В изученных скважинах не отмечается корреляции между мощностью рудного горизонта и содержанием суммы ЭПГ (фиг. 4а, б). Аналогичная закономерность отмечается в ЭПГ рифе интрузии Манни-Манни в Австралии и в J-M рифе комплекса Стиллуотер, в то время как в рифе Меренского (Бушвелд) и в Главной сульфидной зоне Великой Дайки Зимбабве происходит разубоживание руд при увеличении мощности пласта (Zientek, 2012).



Фиг. 8. Распределение РЗЭ в породах ИВ по скважинам 1844, 1801, 1803 (а) и 1990 (б): 1 – породы, залегающие стратиграфически выше ЭПГ рифа; 2 – ЭПГ риф, 3 – породы, подстилающие ЭПГ риф; 4 – нориты и габронориты массива Нюд (поле серого цвета). На врезках – таблицы средних значений (35 проб) суммы РЗЭ (ppm) и отношений La/Yb и La/Sm.



Фиг. 9. Вариации содержаний рудных элементов в ЭПГ рифе на двухкомпонентных диаграммах: а – Pd–Pt, б – (Pt + Pd)–(Cu + Ni), в – Pd–S, г – Pt–S.

### АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ, СЕРЕБРА И ЗОЛОТА В РУДАХ ИНТРУЗИИ ВУРУЧУАЙВЕНЧ

Вкрапленность Fe-Cu-Ni сульфидов, содержащих минералы благородных металлов, в большинстве случаев приурочена в ЭПГ рифе к анортозитам и лейкократовым габброноритам пятнистой и такситовой текстуры, реже к массивным мезократовым габброноритам. МПГ ассоциируют с вкрапленностью магматических сульфидов и локализованы в интеркумулусе плагиоклаза и пироксенов, которые в различной степени замещены амфиболами, цоизитом и хлоритом (фиг. 3е, ж; фиг. 5). Основные рудные минералы представлены пентландитом, халькопиритом и пирротинном (фиг. 10а–в, фиг. 11в–з). Наряду с первичной ассоциацией широко развиты более поздние сульфиды – пирит, миллерит, борнит, виоларит, хизлевудит, марказит, ковеллин, халькозин (фиг. 10г, фиг. 12 г–е). Второстепенными и акцессорными минералами в рудах являются магнетит, ильменит, кобальтин, герсдорфит, никелин, сфалерит, галенит, макинавит, аргентопентландит, молибденит, алтаит, гессит, теллуриды меди и висмута. Составы и парагенезисы рудных минералов, ассоциирующих с МПГ, были детально описаны ранее (Гроховская и др. 2000, 2003).

Распределение МПГ по отдельным пробам крайне неравномерное, и количественный подсчет (без учета площади), проведенный по пробам из интервалов трех скважин, показал значительный разброс в распространенности отдельных групп минералов. Так, в одной из проб может быть развита ассоциация сперрилита и Pd-висмутотеллуриды, в другой – мончеит и Pd-(±Ni) арсениды и антимониды. Более детальные исследования по количественному и площадному распределению МПГ в интрузии ИВ с аналогичными результатами ранее были выполнены В.В. Кнауфом (Кнауф и др., 2008). МПГ образуют мономинеральные зерна и сложные многофазные сростания, иногда с реакционными соотношениями минералов и замещением ранних минералов более поздними. Судя по текстурным соотношениям, первичные МПГ ассоциируют с магматическими сульфидными. Под воздействием магматических флюидов они сменяются более поздними ассоциациями.

МПГ в ЭПГ рифе ИВ характеризуются большим разнообразием видов, к настоящему

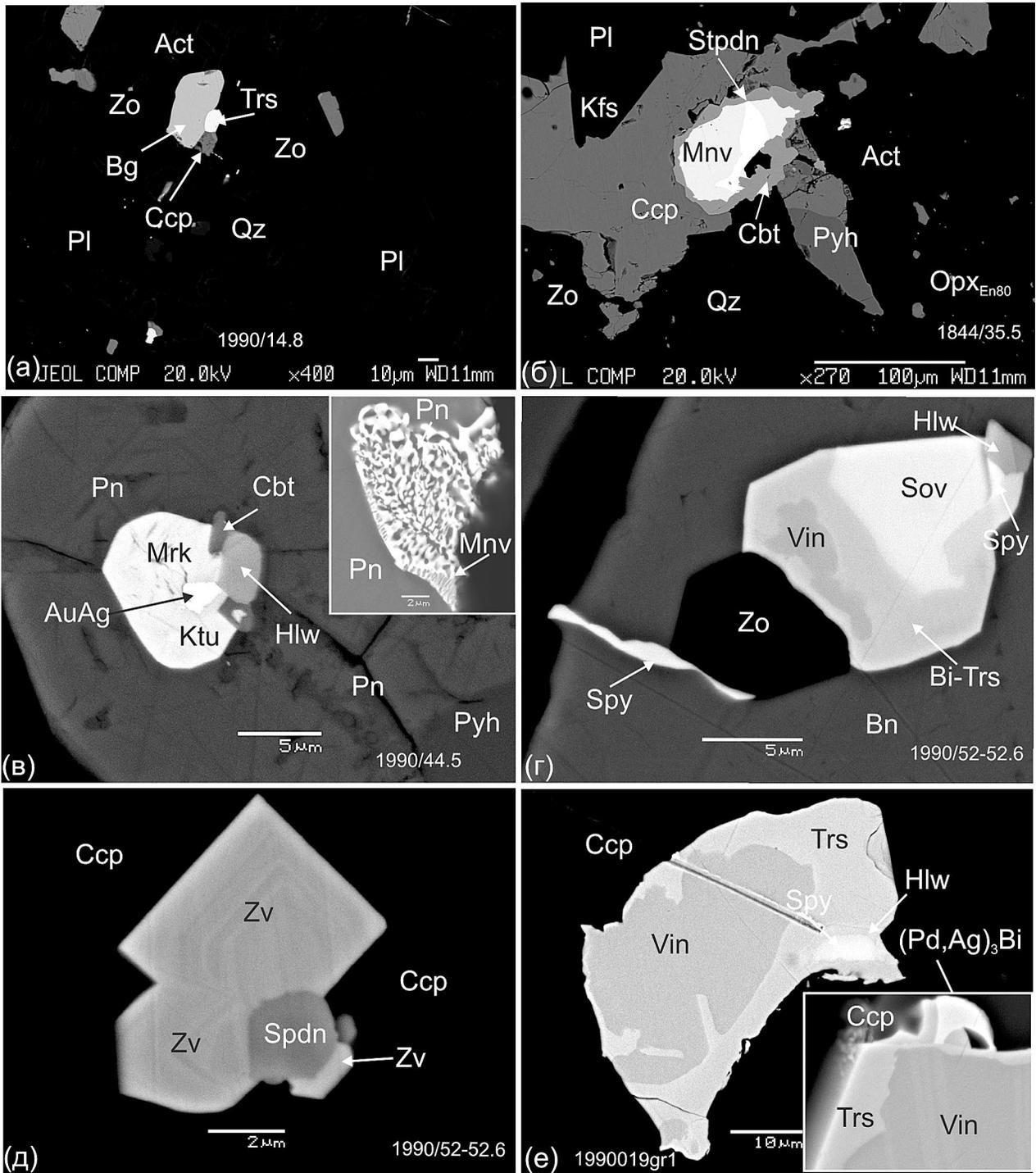
времени нами установлено около 40 минералов благородных металлов (табл. 2). Количественно в рудах преобладают арсениды, стибноарсениды и висмутотеллуриды палладия, минералы остальных платиноидов развиты менее широко. ЭПГ установлены в виде примесей в пентландите и минералах ряда кобальтин-герсдорфит, составы и парагенезисы которых детально описаны ранее (Гроховская и др., 2000). В сростаниях с МПГ установлены самородное золото, AuAg сплавы, гессит и науманнит. Среди минералов платины преобладает сперрилит, в меньшей степени развит мончеит, крайне редко встречаются минералы ряда брэггит-высоцкит.

*Сперрилит* ( $PtAs_2$ ) является одним из основных носителей платины в ЭПГ рифе. В аншлифах и гравитационных концентратах встречаются многочисленные мономинеральные зерна размером от 1–3 до 150 мкм и полиминеральные сростания. Сперрилит кристаллизуется в сульфидных и на границе их с силикатами, иногда в нем отмечаются включения цоизита. В ассоциации со сперрилитом отмечаются холлингвортит, который его замещает (фиг. 10г, е), висмутотеллуриды Pd, изомертиит, торнрусит, винцентит, неназванный минерал  $Pd_2(As,Sn)$ , AuAg сплавы (фиг. 11а). Сперрилит имеет постоянный состав, иногда присутствует примесь Rh и Ir (до 0.34 и 0.27 мас. % соответственно).

*Минералы серии брэггит-высоцкит* в изученных пробах представлены несколькими зернами высокоцита  $(Pd,Ni)S$  и брэггита  $(Pd_{0.71-0.74}Pt_{0.05-0.07}Ni_{0.19-0.22})S$  с незначительными колебаниями состава. Интересна находка брэггита в безрудных лейкократовых габброноритах выше ЭПГ рифа, брэггит в них образует сростание с торнруситом и халькопиритом в интеркумулусе зерен плагиоклаза (фиг. 10а).

*Сплавы Pt и Pd* в рифе встречаются очень редко. Исключением является звягинцевит ( $Pd_3Pb$ ), который локализован в халькопирите в виде тонких эмульсионных капель или в сростании с другими МПГ (фиг. 10д, фиг. 12а). Единственное мелкое зерно (~ 5 мкм) хонгшиита ( $PtCu$ ) было найдено в сростании с неизвестным минералом ( $Pd,Ag$ ) $_3$ Bi (фиг. 12б).

*Минералы систем Pd-(±Cu)-Sn-(±As)* в изученных образцах представлены единичными зернами станнопалладинита и станноарсенидами палладия – паларстанидом и неизвестным минералом  $Pd_2(Sn,As)$ . Станнопалладинит ( $Pd_3Sn_2Cu$ ) образует сростание с идиоморфными кристаллами звягинцевита в матрице



**Фиг. 10.** Ассоциации МПГ в ЭПГ рифе ИВ: а – сростание брэггита (Bg), торнурсита (Trs) и халькопирита в пойкилитовом анортозите; б – каплевидное сростание стибипалладинита (Stpdn) и меньшиковита (Mnv) с каймой кобальтина (Cbt) в халькопирите. Pyh – пирротин, Kfs – калиевый полевой шпат; в – сростание меренскиита (Mrk), котульскита (Ktu), холлингвортита (Hlw), Au-Ag сплава и кобальтина (Cbt) в пентландите. На врезке справа – симплектит меньшиковита и пентландита; г – сростание сперрилита (Spy), холлингвортита (Hlw), соболеvскита (Sov), винцентита (Vin) и Bi-содержащего торнурсита (Bi-Trs) в борните (Bn); д – станнопалладинит (Spdn) и идиоморфные кристаллы звягинцевита (Zv) в халькопирите; е – сперрилит и холлингвортит в торнурсите, в центре – винцентит. На врезке – зерно (Pd,Ag)<sub>3</sub>Bi и винцентит с каймой торнурсита. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM 5610, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

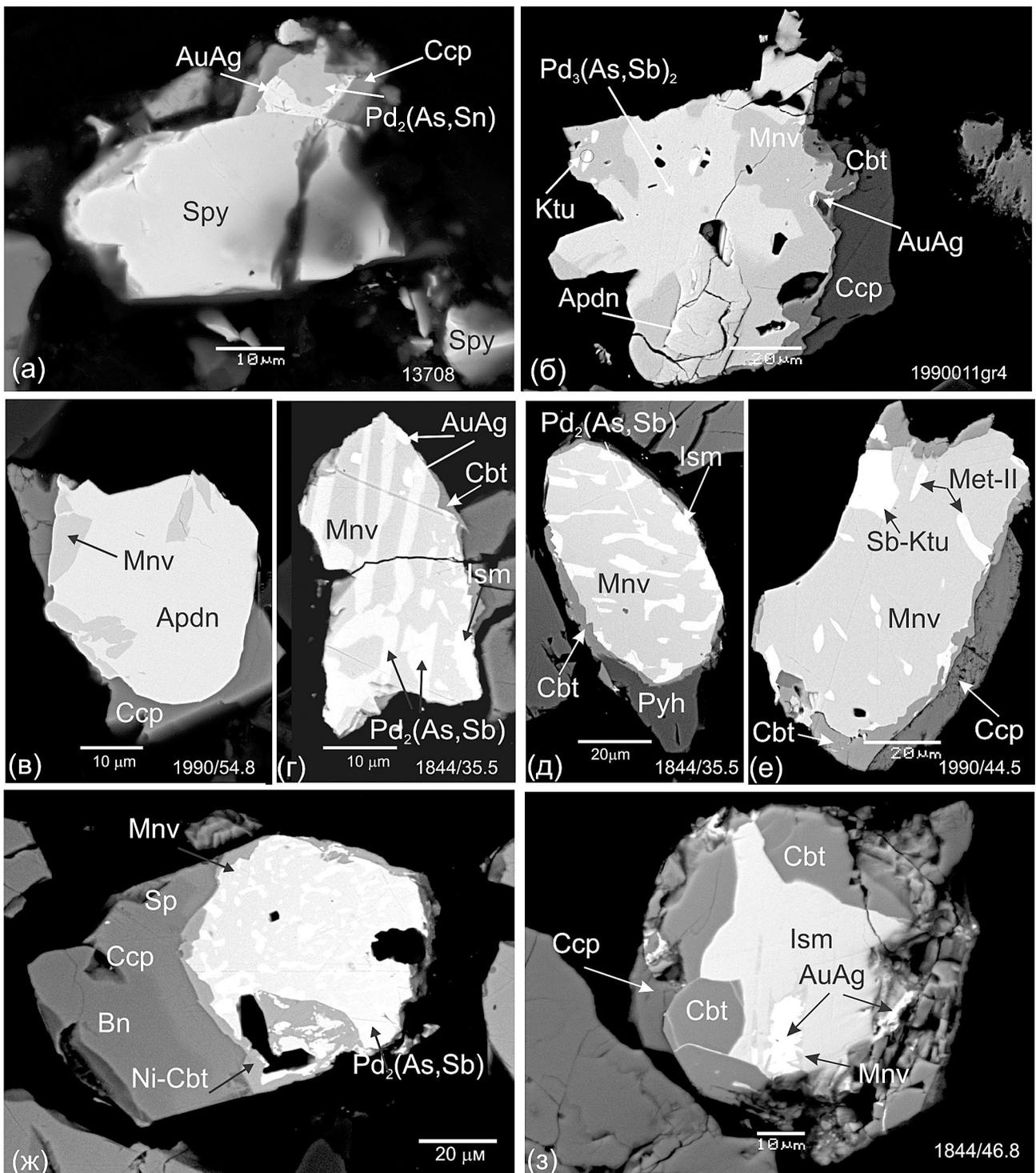
халькопирита (фиг. 10д, табл. 3). Паларстанид  $Pd_5(Sn,As)_2$  установлен в виде мономинеральных включений размером 3–7 мм в матрице халькопирита (табл. 3). Минерал  $Pd_2(Sn,As)$  найден в сростании со сперрилитом и  $AuAg$  сплавом (см. табл. 3, фиг. 11а). В природе отмечаются моноклинный палладоарсенид  $Pd_2As$  и орторомбический паоловит  $Pd_2Sn$ , но из-за малого размера определить структуру  $Pd_2(Sn,As)$  не представляется возможным.

*Висмутотеллуриды Pt и Pd* являются второй по распространенности группой МПГ в ЭПГ рифе ИВ и представлены широким набором минеральных фаз (табл. 2). Минералы встречаются в виде отдельных зерен и полиминеральных сростаний с МПГ других систем - арсенидами, антимонидами, сульфоарсенидами, Pd-Ag-теллуридами, а также с гесситом и сплавами  $AuAg$  (фиг. 10в, фиг. 11б, е). Как и в других рудопроявлениях МИК, в интрузии Вурчуайвенч висмутотеллуриды Pt и Pd характеризуются широким изоморфизмом Te и Bi (Гроховская и др., 2003, фиг. 6). Наиболее распространенными являются котульскит, теллуropалладинит и минералы ряда мончеит-меренскиит. Фрудит, замещаемый тонким сростанием фаз состава Pd-Ag-Te-Bi, и соболевскит встречаются лишь в виде единичных зерен, как и сурьмянистая разновидность котульскита (табл. 3, фиг. 10г, фиг. 11е).

*Висмутотеллуриды Ag и Pd* встречаются в рифе достаточно редко и представлены теларгпалитом  $(Pd,Ag)_3(Te,Bi)$ , сопчеитом  $Ag_4Pd_3Te_4$ , луккулайсваараитом  $Pd_{14}Ag_2Te_9$  и новой минеральной фазой  $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$  (в порядке убывания). Сопчеит образует сростания с меренскиитом, котульскитом и гесситом в халькопирите, иногда на контакте со сфалеритом. Теларгпалит выделяется в халькопирите или на границе халькопирита с гидроксилсодержащими силикатами и обычно содержит Bi, содержания которого повышаются к периферии зерна. Bi-содержащий теларгпалит образует каймы и включения переменного состава (табл. 3, фиг. 12а). Каймы образованы минеральными фазами  $(Pd,Ag)_3(Bi,Te)$ ,  $(Pd_{2-x}Ag_{1+x})_3Bi$  и  $Pd_{14}Ag_2(Bi,Te)_9$ , причем последняя по стехиометрии близка к луккулайсваараиту. Подобные каймы, обогащенные висмутом, развиты и в зернах торнрусита, который также характеризуется изоморфизмом Te-Bi. Увеличение содержаний Bi к краям зерен соответствует поведению Bi при понижении температуры в экспериментальной системе (Hoffman, McLean, 1976).

**Таблица 2.** Минералы благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ

Минерал	Формула
<i>Интерметаллиды и самородные элементы</i>	
Звягинцевит	$Pd_3Pb$
Самородное золото	Au
Самородное серебро	Ag
Сплав $Ag > Au$ (кюстелит)	$AgAu_{ss}$
Сплав $Au > Ag$ (электрум)	$AuAg_{ss}$
Станнопалладинит	$Pd_3Sn_2Cu$
Хонгшиит	PtCu
<i>Сульфиды</i>	
Брэггит	$(Pd,Pt,Ni)S$
Высоцкит	$(Pd,Ni)S$
Колдвеллит	$Pd_3Ag_2S$
<i>Арсениды, антимониды</i>	
Арсенопалладинит	$Pd_8As_{2,5}Sb_{0,5}$
Винцентит	$Pd_3As$
Изомертиит	$Pd_{11}As_2Sb_2$
Маякит	$PdNiAs$
Меньшиковит	$Ni_3Pd_2As_3$
Мертиит I	$Pd_{11}(Sb,As)_4$
Мертиит II	$Pd_8(Sb,As)_3$
Паларстанид	$Pd_5(As,Sn)_2$
Палладоарсенид	$Pd_2As$
Сперрилит	$PtAs_2$
Стибиопалладинит	$Pd_{5+x}Sb_{2-x}$
Стиллоутерит	$Pd_8As_3$
<i>Теллуриды, селениды, висмутиды и арсенотеллуриды</i>	
Гессит	$Ag_2Te$
Котульскит	$Pd(Te,Bi)$
Луккулайсваараит	$Pd_6AgTe_4$
Майченерит	$PdTeBi$
Меренскиит	$PdTe_2$
Мончеит	$Pt(Te,Bi)_2$
Науманнит	$Ag_2Se$
Соболевскит	$[Pd(Bi,Te)]$
Сопчеит	$Ag_4Pd_3Te_4$
Теларгпалит	$(Pd,Ag)_3(Te,Bi)$
Теллуropалладинит	$Pd_9Te_4$
Торнрусит	$Pd_{11}Te_2As_2$
Фрудит	$PdBi_2$
<i>ЭПГ-Co-Ni-Fe-сульфоарсениды</i>	
Герсдорфит	$(Ni,Co,Fe)AsS$
Ирарсит	$IrAsS$
Кобальтин	$(Co,Ni,Fe)AsS$
Платарсит	$PtAsS$
Холлингвортит	$RhAsS$
<i>Неизвестные минеральные фазы</i>	
$(Pd,Ag)_3Bi$	
$Pd_2(As,Sb)$	
$Pd_3(As,Sb)_2$	
$Pd_2(Sn,As)$	
$Pd-Cu-As$	



**Фиг. 11.** Морфология зерен и сростаний МПГ в ЭПГ рифе ИВ: а – сростание сперрилитита, сплава Au-Ag и фазы  $Pd_2(Sn,As)$ ; б – сростание фазы  $Pd_3(As,Sb)_2$  с арсенопалладинитом (Apdn), котульскимитом и сплавом AuAg в матрице меньшиковита, замещаемое Ni-содержащим кобальтином; в – арсенопалладинит с участками (реликтами?) меньшиковита в халькопирите; г, д – субпараллельные пластинки распада изомертиита и минерала  $Pd_2(As,Sb)$  в меньшиковите; е – Sb-содержащий котульскит (Sb-Ktu) и мертиит II (Mer-II) в меньшиковите, замещаемом кобальтином; ж – округлое каплевидное зерно минерала  $Pd_2(As,Sb)$  с меньшиковитом в борнит-халькопирит-сфалеритовом (Sp) вкрапленике; з – выделение изомертиита, меньшиковита и сплава Au-Ag в Ni-кобальтине. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM-5610, ИГЕМ РАН.

Минеральная фаза  $(\text{Pd}_{2-x}\text{Ag}_{1+x})_3\text{Bi}$ , по стехиометрии близкая к теларгпалиту, была установлена в сростаниях с хонгшиитом ( $\text{PtCu}$ ) в зерне халькопирита (фиг. 12б) и в виде каймы на зернах торнрусита и винцентита (фиг. 10е, на врезке). Стехиометрия  $(\text{Pd}_{2-x}\text{Ag}_{1+x})_3\text{Bi}$  близка к природному теларгпалиту (табл. 3) и его синтетическому аналогу (Vymazalová et al., 2015). Основные элементы в пределах зерна распределены равномерно, минерал не содержит в своем составе теллур или его содержание незначительно (см. фиг. 12б, врезка). В связи с малыми размерами зерен физические и структурные характеристики не изучены. Висмутовый аналог теларгпалита  $(\text{Pd}_{1.96}\text{Ag}_{1.07}\text{Pt}_{0.01})_{3.04}(\text{Bi}_{0.51}\text{Te}_{0.43}\text{Pb}_{0.02})_{0.96}$  был установлен ранее в Федорово-Панском массиве (Толстых, Кривенко, 1995; UM1995-01-Bi:AgPdTe).

*Арсенотеллуриды палладия* установлены в ИВ впервые и представлены торнруситом ( $\text{Pd}_{11}\text{As}_2\text{Te}_2$ ) и Bi-содержащим торнруситом. Торнрусит обнаружен в нескольких сростаниях с брэггитом (фиг. 10а), сперрилитом, холлингвортитом, соболевскитом, теларгпалитом и минералом  $(\text{Pd}_{2-x}\text{Ag}_{1+x})_3\text{Bi}$ . В зональных сростаниях хорошо видна последовательность образования минералов. Центр сростаний обычно сложен сперрилитом, холлингвортитом, соболевскитом и/или винцентитом, которые замещаются торнруситом, Bi-торнруситом, Bi-содержащим теларгпалитом или фазой  $(\text{Pd}_{2-x}\text{Ag}_{1+x})_3\text{Bi}$  (фиг. 10г, 10е).

*Минералы систем Pd-As-Sb и Pd-Ni-As* являются наиболее распространенными в ЭПГ рифе ИВ (табл. 2).

Арсениды палладия и никеля представлены меньшековитом и единичными зернами маякита  $\text{PdNiAs}$  размером 3–8 мм, локализованными в миллерите.

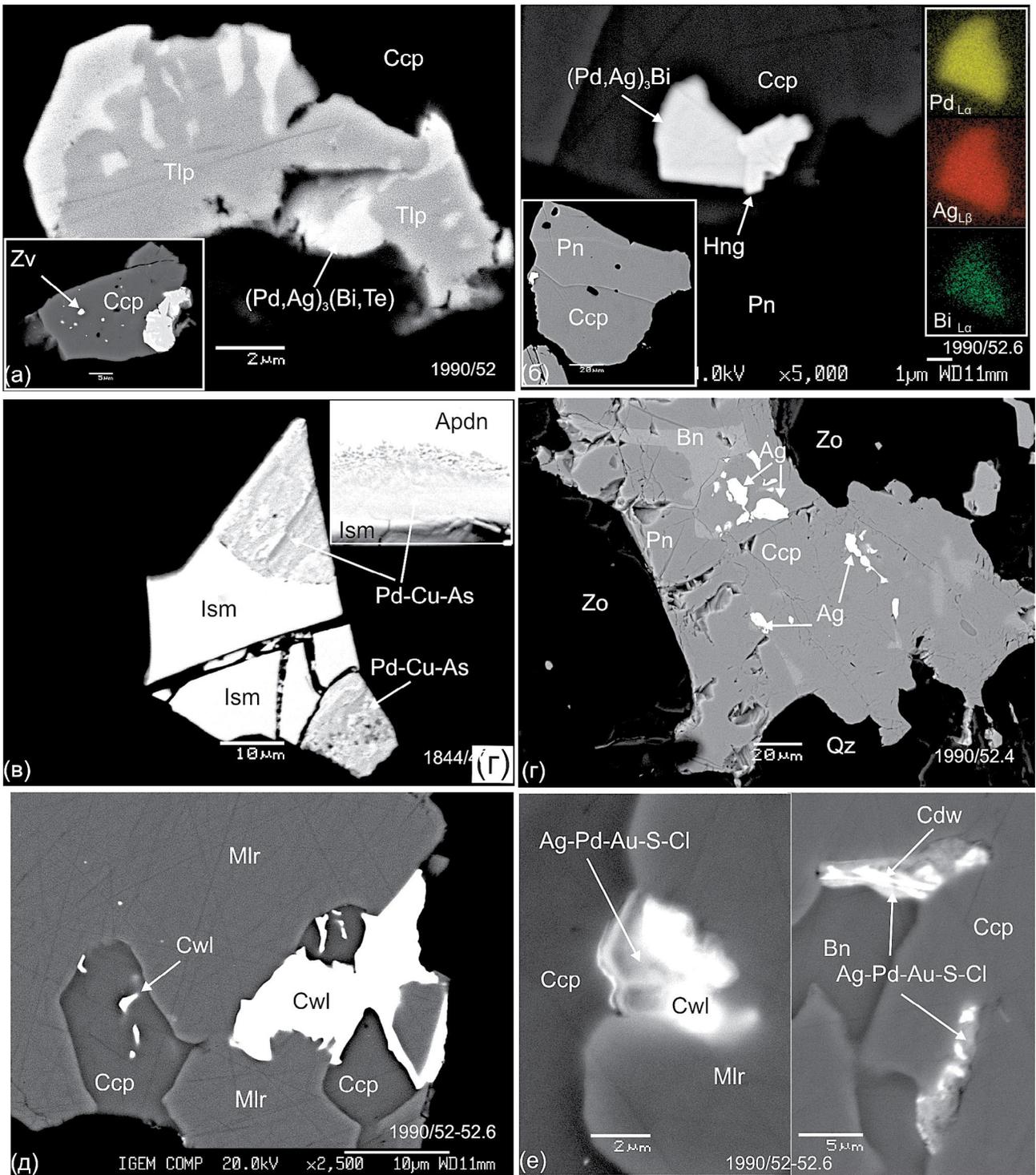
Меньшиковит  $\text{Ni}_3\text{Pd}_2\text{As}_3$  образует отдельные зерна, симплектиты с пентландитом (фиг. 10в, врезка) и полиминеральные сферические сростания округлой, каплевидной формы, которые имеют практически постоянный набор МПГ. Сростания локализованы в халькопирите или на контакте его с миллеритом, пентландитом, борнитом, сфалеритом, пиритом и порообразующими силикатами (фиг. 10б). Основа таких сростаний представлена меньшековитом, в матрице которого отмечаются лейсты, пластинки и сростки арсенидов и стибноарсенидов палладия (фиг. 11б–з). В некоторых сростаниях меньшековит преобладает, в других он почти полностью сменяется арсенидами палладия

(фиг. 11в, 11з). В основе одного из сростаний, кроме меньшековита, найден никелин (Гроховская и др., 2003, фиг. 8с).

Pd-арсениды в таких глобулях представлены изомертиитом, палладоарсенидом, арсенопалладинитом, мертиитом-II, неназванными фазами  $\text{Pd}_2(\text{As,Sb})$  и  $\text{Pd}_3(\text{As,Sb})_2$ , мертиитом-I и стиллуотеритом (в убывающем порядке). В сростаниях в переменных количествах также присутствуют котульскит, стибнопалладинит ( $\text{Pd}_5\text{Sb}_2$ ), Sb-содержащий котульскит, теллурупалладинит и сплавы  $\text{AgAu}$ . Большинство изученных глобулярных сростаний имеют кайму различных размеров, сложенную Ni-содержащим кобальтином или герсдорфитом (фиг. 11б, 11г–з). Между МПГ и минералами ряда кобальтин-герсдорфит отчетливо прослеживается генетическая связь, но последовательность кристаллизации при этом остается не совсем понятной. В большинстве сростаний Ni-Co-Fe сульфоарсениды окаймляют МПГ (фиг. 11б, 11г–е). В отдельных случаях капли Pd-Ni-As инкапсулированы в кобальтине и просачиваются в трещинки между кристаллами кобальтина (фиг. 11з).

Минерал  $\text{Pd}_2(\text{As,Sb})$  является сурьмянистой разновидностью палладоарсенида либо новым минеральным видом (фиг. 11г, д, ж). На ранее опубликованной трехкомпонентной диаграмме (Гроховская и др., 2003, фиг. 9а) видны точки составов палладоарсенида, Sb-содержащего палладоарсенида и компактное поле фигуративных точек  $\text{Pd}_2(\text{As,Sb})$  с практически равными содержаниями мышьяка и сурьмы. Неназванный минерал  $\text{Pd}_3(\text{As,Sb})_2$ , ранее найденный в сростаниях с котульскитом (Гроховская и др., 2003, табл. 5, ан. 8), установлен в тяжелых концентратах в ассоциации с котульскитом, арсенопалладинитом, изомертиитом и  $\text{AuAg}$  сплавом в матрице меньшековита (фиг. 11б).

Винцентит  $\text{Pd}_3\text{As}$  образует мелкие (1–5 мкм) зерна или сростания с соболевскитом, сперрилитом, холлингвортитом и торнруситом в миллерите, борните, халькопирите, Ni-кобальтине или на контакте их с силикатами. Винцентит обычно слагает центральную часть зерна и замещается торнруситом, Bi-содержащим торнруситом, минералом состава  $(\text{Pd,Ag})_3\text{Bi}$  (фиг. 10г, е). В сферических сростаниях с меньшековитом, изомертиитом и другими арсенидами он не встречается. Винцентит почти не содержит изоморфных примесей, в отдельных зернах отмечается до 3.0 мас. % Sb (табл. 3).



**Фиг. 12.** Минералы благородных металлов в ЭПГ рифе ИВ: а – замещение теларгпалита (Тлр) минералом  $(Pd,Ag)_3(Bi,Te)$  (на врезке общий вид срастания с эмульсионной вкрапленностью звягинцевита в халькопирите); б – срастание хонгшиита (Hng) с минералом  $(Pd,Ag)_3Bi$  в халькопирите (на врезках – общий план и карты  $Pd_{La}$ ,  $Ag_{Lb}$ ,  $Bi_{La}$ ); в – изомертиит, замещаемый тонкозернистым агрегатом состава Pd-Cu-As (на врезке – морфология замещения); г – самородное серебро (Ag) в Pn-Bn-Ccp вкрапленнике; д – колдвеллит (Cwl) в Ccp-Mlr вкрапленнике; е – замещение колдвеллита наноразмерным агрегатом состава Ag-Pd-Au-S-Cl на контакте халькопирита с миллеритом (Mlr) и борнитом; а–в, д–е – эпоксидные аншлифы из гравитационного концентрата, г – аншлиф. Изображения сканирования в обратно-рассеянных электронах, JSM-5610, JXA 8200, ИГЕМ РАН.

Таблица 3. Минералы палладия в ЭПГ рифе интрузии Вуручайвенч

№	Образец	Минерал	мас. %														Сумма	
			Pd	Ag	Cu	Fe	Ni	As	Sb	Te	Bi	Sn	Hg	Pb	S			
1	1801/78.6	Винцентит	78.08			0.39		18.37	2.96									99.80
2	1844/35.5	Изомертит	74.32					9.85	16.67									100.84
3	1844/35.1	Палладоарсенид	72.10			0.14	0.15	25.08	3.10									100.57
4	1844/35.4	Pd <sub>2</sub> (As,Sb)	65.45				0.78	13.49	20.69									100.41
5	1844034	Арсенопалладинит	76.55					18.20	3.34									98.09
6	1844/35.5	Стибиопалладинит	68.70				1.04	3.84	25.69									99.27
7	1990019 gr5	Станнопалладинит	64.16		5.34	1.02									28.34			98.86
8	1990019 gr2	Паларстанид	63.37		1.58	1.38		7.00							23.29	0.47		98.78
9	13708 gr1	Pd <sub>2</sub> (Sn,As)	66.48					7.74							27.37			101.59
10	1803/65.8	Маяжит	46.88			0.15	20.58	31.36								0.11		99.08
11	1844023	Меньшиковит	47.86				18.42	33.04			0.39							99.71
12	1990019	Торнрусит	72.09		0.17	0.16		9.00			13.70	2.67			0.60			98.84
13	1990/14.8	Ві-Торнрусит	73.21					9.19			7.36	7.35	3.68					100.79
14	1990019	Телартгалит	40.02	28.20	1.01	0.62					20.13	11.12			1.20			102.31
15	1990011 gr3	Sb-котульскийит	42.7						11.51		32.16	13.62						
16	1990019 gr6	(Pd <sub>2-x</sub> Ag <sub>1+x</sub> ) <sub>3</sub> Ві	41.21	17.01	1.36						2.36	36.21						98.15
17	1990011 gr1	Колдвеллит	55.31	37.19	н.о		1.73									5.4		99.64

Таблица 3. Окончание

№	Образец	Минерал	apfu														S	
			Pd	Ag	Cu	Fe	Ni	As	Sb	Te	Bi	Sn	Hg	Pb				
1	1801/78.6	Винцентит	2.95			0.03		0.971	0.1									
2	1844/35.5	Изомертит	10.84					2.04	2.12									
3	1844/35.1	Палладоарсенид	1.96					0.96	0.07									
4	1844/35.4	Pd <sub>2</sub> (As, Sb)	1.89					0.04	0.52									
5	1844034	Арсенопалладинит	8.0						0.3									
6	1844/35.5	Стибиопалладинит	4.88					0.13	1.6									
7	1990019 gr5	Станнопалладинит	5.11		0.71	0.16									2.02			
8	1990019 gr2	Паларстанид	4.42		0.19	0.18				0.69					1.46	0.06		1.54
9	13708 gr1	Pd <sub>2</sub> (Sn, As)	1.96							0.32					0.72			
10	1803/65.8	Маякит	1.09			0.01		0.87		1.03								0.01
11	1844023	Меньшиковит	2.99					2.08		2.93								
12	1990019	Торнрусит	10.97		0.04					1.95				1.74	0.21			0.05
13	1990/14.8	Bi-Торнрусит	11.04							1.97				0.93	0.56			
14	1990019	Теларгпалит	1.71	1.19	0.07	0.05							0.72	0.24				0.03
15	1990011 gr3	Sb-котульскийит	0.99													0.23		
16	1990019 gr6	(Pd <sub>2-x</sub> Ag <sub>1+x</sub> ) <sub>3</sub> Bi	2.04	0.83	0.11									0.1	0.91			
17	1990011 gr1	Колдвеллит	2.93	1.95				0.17										0.95

Примечание. Пустые ячейки – элемент не обнаружен.

Минерал состава Pd-Cu-As был установлен в ассоциации с изомертитом и арсенопалладинитом. Минерал выделяется в виде тонкозернистого вторичного агрегата, замещающего первичные МПГ. На рисунке (фиг. 12в) виден резкий контакт изомертитита с неомогенным агрегатом, состоящим из минеральной фазы Pd-Cu-As, развивающейся по арсенопалладиниту (фиг. 12в, врезка). Является ли фаза новым минералом, сказать трудно, так как происходит захват матрицы соседнего минерала. Средние значения, рассчитанные по пяти зернам (13 анализов), соответствуют кристаллохимической формуле  $(Pd,Cu)_{8,01}(As_{2,83}Sb_{0,16})_{2,99}$ . Колебания содержаний Cu составляют от 1.7 до 10.87 масс %. Минерал подобного состава был установлен Л. Кабри в рудах массива Стиллуотер и не был детально охарактеризован из-за малых размеров и таких же сложных сростаний (Cabri et al., 1975).

*Сульфид палладия и серебра колдвеллит ( $Pd_3Ag_2S$ )*, недавно установленный в месторождении Марафон комплекса Колдвелл в Канаде (McDonald et al., 2015), обнаружен в гравитационных концентратах рифа ИВ. Было найдено 15 зерен колдвеллита размером от 1 до 20 мкм в халькопирите, борните и миллерите (фиг. 12д, 12е). Минерал образует ксеноморфные зерна, имеет однородный состав и стехиометрию, отвечающую  $Pd_3Ag_2S$  (табл. 3). Колдвеллит замещается наноразмерным агрегатом  $Ag > Pd > Au-S-Cl$ , определить точный состав которого не представляется возможным. На рисунке 12е хорошо видны диффузионные границы и изменчивость состава фаз. Присутствие хлора свидетельствует о флюидной природе замещения первичных МПГ вторичными.

*Минералы золота и серебра.* Самородное золото и AuAg сплавы образуют мелкие зерна и полиминеральные сростания с МПГ в сульфидах и на контакте их с силикатами (фиг. 10в, фиг. 11а, г, з). Содержания Au и Ag варьируют в широких пределах, основными примесями являются Pd, Cu и Hg. Гессит встречается в сростаниях с Pd-висмутотеллуридами, науманнит очень редок и образует субмикронные включения в халькопирите. Самородное серебро выделяется в виде многочисленных мелких включений и зерен размером 10-40 мкм в борните, миллерите и халькопирите (фиг. 12г).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Настоящее исследование позволило охарактеризовать петролого-геохимические и минералогические особенности ЭПГ рифа в интрузии

Вуручайвенч. Как было показано выше, геологическое положение ИВ относительно остальных массивов МИК остается дискуссионным. Большинство исследователей считают ИВ тектонически перемещенной верхней частью Мончегорского плутона (Расслоенные..., 2004; Иванченко и др., 2008; Рундквист и др., 2014; Гребнев и др., 2014, Чашин и др., 2016). Действительно, породы ИВ, включая габбронориты нижней зоны, более дифференцированы по сравнению с породами массива Нюд-Поаз и в связи с этим могут рассматриваться как самая верхняя часть разреза Мончегорского плутона (фиг. 7, фиг. 8). Однако тренды накопления петрогенных, редких и редкоземельных элементов в породах ИВ отличаются от трендов накопления в одноименных породах прилегающего к нему массива Нюд-Поаз, что может свидетельствовать о внедрении отдельной порции расплава в автономную камеру из того же магматического источника (Козлов, 1973, Karykowski et al., 2018).

Месторождение Вуручайвенч является к настоящему времени одним из наиболее перспективных платиноносных объектов МИК. Как показали исследования, вкрапленное сульфидное ЭПГ-Cu-Ni оруденение приурочено к верхней части разреза габброноритов, имеет стратиформный характер и относится к рифовому типу с высокой степенью концентрирования ЭПГ относительно содержаний никеля и меди (Гроховская и др., 2000).

В последние годы появилось множество конкурирующих моделей формирования платиноносных рифов в расслоенных интрузиях. Это связано с тем, что в середине и конце 20-го века стратиформные ЭПГ месторождения различной протяженности и продуктивности были установлены в центральных и верхних частях разрезов многих расслоенных интрузий (Halkoaho et al, 1990<sub>1</sub>, 1990<sub>2</sub>; Hoatson, Keays, 1989; Andersen et al., 1998; Li et al., 2008; Smith, Maier, 2021). Они во многом отличаются от классических J-M рифа интрузии Стиллуотер и рифа Меренского в комплексе Бушвелд, но в целом отвечают признакам, характерным для стратиформных ЭПГ месторождений (Naldrett, 2004; Zintek, 2012). Достаточно полный обзор генетических моделей платиноносных рифов был представлен в недавней работе В.Д. Смита и В.Д. Майера (Smith W.D., Maier W.D., 2021). При разнообразии моделей генезиса общепринятыми и наиболее часто обсуждаемыми являются ортомагматическая и гидромагматическая модели. Первая модель основана на гравитационном осаждении сульфидного расплава при образовании ЭПГ рифа,

вторая – на том, что при сжатии кумулатов поднимающийся вверх остаточный расплав и дейтерический флюид растворяют и переносят ЭПГ стратиграфически выше по разрезу, образуя риф.

Существует несколько точек зрения на локализацию и генезис ЭПГ рифа ИВ, в том числе и при ответе на вопрос, относится ли это месторождение именно к рифовому типу, однако ни одна из этих моделей не дает исчерпывающего объяснения его происхождения (Кнауф и др., 2008; Шарков, Чистяков, 2014; Гребнев и др., 2014; Чашин и др., 2016; Karukowski et al., 2018).

Габбронориты ИВ характеризуются однотипным распределением петрогенных, редких и редкоземельных элементов в ЭПГ рифе и габброноритах и анортозитах расслоенной зоны (фиг. 4, фиг. 7, фиг. 8). Изотопными исследованиями был подтвержден синхронный возраст формирования лейкократовых габброноритов и анортозитов расслоенной зоны, вмещающей риф, и перекрывающих ее габброноритов (Рундквист и др., 2014). По мнению авторов, формирование габброноритов и анортозитов происходило в процессе внутрикамерной дифференциации и не связано с дополнительным поступлением расплава в магматическую камеру (Рундквист и др., 2014; Чашин и др., 2016).

В расслоенной зоне, вмещающей ЭПГ риф, массивные габбронориты чередуются с габброноритами и анортозитами пятнистой и такситовой текстуры с участками и шлирами пегматоидных пород, в которых широко развиты флюид-содержащие и аксессуарные минералы (фиг. 3, фиг. 5). Это свидетельствует об обогащении магмы флюидом, богатым летучими и несовместимыми элементами, и объясняет факты появления в расслоенной зоне ИВ пород глобулярной, такситовой и пегматоидной текстуры.

Наличие пятнистых анортозитов характерно для многих платиноносных расслоенных интрузий (риф Пикет Пин, Стиллиуотер; Гигантский пятнистый (mottled) анортозит (GMA), Бушвельд). Формирование такситовых и пегматоидных пород в ЭПГ рифе ИВ обусловлено, по мнению автора, инфильтрацией остаточного интеркумулусного расплава сквозь не полностью затвердевшие кумулаты и дегазацией содержащегося в них флюида при их сжатии благодаря фильтр-прессингу (Ballhaus et al., 2015; De Klerk, 1995; Boudreau et al., 1999; Boudreau, 2016; Maier et al., 2020). Играет роль и структурный контроль, обеспечивший ловушки для остаточного расплава и магматического флюида.

Как видно из фигуры 4, в рифе ИВ отмечается строгая положительная корреляция ЭПГ с Cu, Ni, Fe и S. Специфической особенностью платиноносных рифов в некоторых расслоенных интрузиях является смещение пиков максимальных концентраций ЭПГ и Ni–Cu–S в стратиграфическом разрезе с образованием отдельных горизонтов сульфидной Cu–Ni и собственно платинометальной минерализации (Boudreau, Meurer 1999). Офсетный тип (“offsets”), по мнению различных авторов, обусловлен хроматографическим эффектом с участием флюида (Boudreau, Meurer 1999), взаимодействием магматических сульфидов, содержащих ЭПГ, с гидротермальными флюидами (Li et al., 2008), или полистадийными магматическими процессами (Holwell, D.A., Keays, R.R., 2014; Jenkins et al., 2021). Рифы такого типа характерны для интрузии Сонджу Лэйк, США, Главной Сульфидной Зоны Великой Дайки в Зимбабве и рифа Платинова, Скаергаард. В рифе J–M, Стиллиуотер и рифе Меренского, Бушвельд такие смещения пиков ЭПГ и (Ni–Cu–S) не отмечаются.

В ЭПГ рифе интрузии Вуручайвенч такого смещения пиков концентраций ЭПГ и (Ni–Cu–S) также не наблюдается (фиг. 4). Это указывает на существенную роль магматических процессов в формировании рифа ИВ и незначительную миграцию ЭПГ при последующих дейтерических преобразованиях (очевидно, они происходили практически “in situ”). Отсутствие смещений пиков меди и никеля относительно платины и палладия приводит нас к выводу, что формирование рудного горизонта обусловлено структурным контролем, накоплением остаточного магматического расплава при фильтр-прессинге кумулатов на контактах габброноритов с вышележащими анортозитами адкумулятивной структуры и мезократовыми габброноритами.

Ранее было показано, что большая часть МПГ в интрузии связана с халькопиритом и поздними вторичными сульфидами, арсенидами и сульфоарсенидами – миллеритом, борнитом, никелином, минералами ряда кобальтин-герсдорфит (Гроховская и др., 2000, 2003). Это действительно так, однако при изучении нескольких гравитационных концентратов и большого количества аншлифов была установлена тесная связь первичных МПГ с интерстициальными магматическими Cu–Ni–Fe сульфидами и локализация МПГ в пентландите, пирротине и халькопирите (фиг. 10б, 10в, фиг. 12б).

При кристаллизации интеркумулусного расплава в платиноносных горизонтах ИВ происходит выделение богатого летучими магматического флюида, о чем свидетельствуют значительные количества апатита наряду с амфиболами, слюдами, хлоритом, карбонатами, замещающими магматические сульфиды. На этом же этапе происходит преобразование ранних МПГ с замещением их более поздними, растворением и кристаллизацией поздних МПГ, золота, сплавов AuAg, а позднее и самородного серебра.

Интересной особенностью ЭПГ рифа является широкое развитие сферических образований и микрокапель Ni-Pd арсенидов и Pd стибноарсенидов, локализованных в сульфидах и на их контактах с силикатами. Несмесимость между сульфидным и арсенидным расплавами была выявлена экспериментально и в природных магматических месторождениях (Gervilla et al., 1996, Hanley, 2007). В экспериментах по обогащенным As, Ni, Pt и Pd сульфидным расплавам Pt и Pd отделяются в несмесимый арсенидный расплав, образуя Pt-Pd и Ni арсениды, однако при высоком родстве Ni, Pt и Pd к As авторы допускают образование природных арсенидов и из богатого мышьяком флюида (Helmy et al., 2013).

Сферическая форма срастаний МПГ может свидетельствовать о сосуществовании несмесимых расплавов, так как две несмешивающиеся жидкости по определению принимают сферическую форму с минимальным отношением поверхности к объему. Однако, цитируя С. Болхауза (2015), такие же структуры могут быть образованы и при несмесимости силикатного расплава с флюидом. По мнению этого автора, во всех этих системах сопряженные жидкости имеют тенденцию к развитию сферической формы. В несмесимых силикатах это относительно легко реконструировать, в отличие от силиката, сосуществующего с растворенным флюидом, где присутствие летучих можно определить лишь по составу найденных псевдоморфоз и редких флюидных включений (Ballhaus et al., 2015).

Многочисленные сферические срастания в рудах ИВ, сложенные меньшековитом и арсенидами палладия различной стехиометрии, с каймами кобальтина и герсдорфита, практически аналогичны составам, описанным в экспериментальной работе (Helmy et al., 2013), но за счет примесей МПГ в них более разнообразны. Очевидно, образование сферических срастаний МПГ в ИВ происходило на поздних этапах кристаллизации сульфидного расплава, с отделением арсенидного

расплава и/или богатой мышьяком и другими летучими флюидной фазы. Отсутствие экспериментов в многокомпонентных системах не позволяет пока сделать однозначного вывода о происхождении таких срастаний.

Габбронориты ИВ, как и МИК в целом, демонстрируют незначительные вариации  $\delta^{34}\text{S}$  от  $-0.30$  до  $+1.6\text{‰}$ , аналогичные мантийным значениям  $\delta^{34}\text{S}$  ( $0 \pm 2\text{‰}$ ) (Гроховская и др., 2009, табл. 1; Bekker et al., 2016, табл. 4). В то же время, рудные минералы в интрузиях МИК, в том числе и в ИВ, имеют сходные отрицательные значения  $\Delta^{33}\text{S}$  (от  $-0.21$  до  $-0.06\text{‰}$ ) в зависимости от степени ассимиляции вмещающих пород (Bekker et al., 2016, фиг. 10). На контаминацию земной коры в МИК указывают и полученные Т.Б. Баяновой аномально низкие значения  $\epsilon\text{Nd}$  (Т) (Расслоенные..., 2004). Таким образом, модель формирования ЭПГ рифа в ИВ, при прочих равных условиях, должна включать возможность ассимиляции магмой силикатного материала из вмещающих архейских гнейсов и эндербитов, которая инициировала сульфидное насыщение, обусловленное увеличением содержания Al и Si.

Формирование специфических Pt-Pd “арсенидных” минеральных ассоциаций МПГ в ЭПГ-риффе очевидно обусловлено кристаллизацией контаминированного расплава, что связано с обширной ассимиляцией коровых пород интрузией Вурчуайвенч и обогащением магмы летучими и несовместимыми элементами, в том числе Sn, As, Sb, S и Se.

## ВЫВОДЫ

Платинометальное месторождение Вурчуайвенч приурочено к верхней части разреза габброноритов, имеет стратиформный характер и относится к “рифовому” типу с высокой степенью концентрирования элементов платиновой группы относительно никеля и меди.

Высокая положительная корреляция Pt и Pd с Ni, Cu и S в рудных горизонтах и тесная ассоциация МПГ с интеркумулусными Cu-Ni-Fe сульфидами свидетельствует о существенной роли магматических процессов в формировании рифа и отсутствии миграции ЭПГ на значительные расстояния при последующих субсолидусных и флюидно-гидротермальных преобразованиях.

При понижении температуры происходит частичное преобразование первичных МПГ и сульфидов под воздействием высокотемпературных

магматических флюидов и гидротермальных растворов, с образованием широкого спектра МПГ. Образование специфических платинометалльных ассоциаций очевидно обусловлено добавлением As, Sb и других несовместимых элементов в магму при обширной ассимиляции архейских коровых пород.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Автор сердечно благодарен сотрудникам центра ЦКП "ИГЕМ-Аналитика" и лаборатории кристаллохимии ИГЕМ РАН, выполнившим основной объем аналитических работ, и весьма признателен анонимным рецензентам за конструктивные критические замечания, позволившие значительно улучшить окончательную версию статьи.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования проведены по теме "Кристаллохимические особенности, химический состав минералов и их ассоциаций как генетические индикаторы эндогенных и экзогенных процессов", FMMN-2024-0017, регистрационный номер 124022400142-2.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Бычкова Я.В., Сеницын М.Ю., Петренко Д.Б., Николаева И.Ю., Бугаев И.А., Бычков А.Ю.* Методические особенности многоэлементного анализа горных пород методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой // Вестн. Моск. Ун-та. Сер. 4. Геология. 2016. № 6. С. 56–63

*Гребнев Р.А., Рундквист Т.В., Припачкин П.В.* Геохимия основных пород платиноносного массива Вуручайвенч (Мончегорский Комплекс, Кольский регион) // Геохимия. 2014. № 9. С. 791–806.

*Гриненко Л.Н., Гриненко В.А., Ляхницкая И.В.* Изотопный состав серы сульфидов медно-никелевых месторождений Кольского п-ова // Геология руд. месторождений. Т. 9. № 4. 1967. С. 3–17.

*Гроховская Т.Л., Бакаев Г.Ф., Шелепина Е.П., Лапина М.И., Лапутина И.П.* Платинометалльная минерализация в габброноритах массива Вуручайвенч, Мончегорский плутон (Кольский полуостров) // Геология руд. месторождений. 2000. Т. 42. № 2. С. 146–160.

*Гроховская Т.Л., Г.Ф. Бакаев, В.В. Шолохнев, Лапина М.И., Муравицкая Г.Н., Войтехович В.С.* Рудная платинометалльная минерализация в расслоенном Мончегорском магматическом комплексе (Кольский

полуостров, Россия) // Геол. руд. месторождений. Т. 45. № 4. 2003. С. 329–352.

*Гроховская Т.Л., Иванченко В.Н., Каримова О.В., Грибодова И.Г., Самошникова Л.А.* Геологическое строение, минералогия и генезис ЭПГ-минерализации массива Южная Сопча, Мончегорский комплекс, Россия // Геология руд. месторождений. 2012. Т. 54. № 5. С. 416–440.

*Гроховская Т.Л., Тевелев А.В., Носик Л.П.* Процессы формирования платинометалльной минерализации в массиве Мончетундра, Кольский полуостров // Минералогия Докембрия: матер. Всеросс. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009. С. 68–71.

*Елисеев Н.А., Елисеев Э.Н., Козлов В.К., Лялин П.В., Масленников В.А.* Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. М.: Изд-во АН СССР, 1956.

*Иванова Т.Н.* Структура массива Нью-Поаз (Мончегорский полуостров) // Ультраосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Л., 1953. С. 87–111.

*Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В.* Основные черты геологического строения месторождения Вуручайвенч // Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера / Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 82–87.

*Иванченко В.Н., Давыдов П.С.* Основные черты геологического строения проявлений МПГ южной части Мончегорского рудного района / Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера. / Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2009. С. 70–78.

*Кнауф В.В., Давыдов П.С., Иванченко В.Н.* Благоприятная минерализация на поисковой площади Вуручайвенч // Проект Интеррег-Тасис: стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера / Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 88–97.

*Козлов Е.К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л.: Наука, 1973. 288 с.

*Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С.* Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л.: Наука, 1967. 167 с.

*Припачкин П.В., Рундквист Т.В.* Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вуручайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы. 2008. № 5. С. 61–68.

- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. (Ред.: Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин). Часть 1. Апатиты.: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.
- Рундквист, Т.В., Баянова Т.Б., Сергеев С.А., Припачкин П.В., Гребнев Р.А.* Палеопротерозойский расслоенный платиноносный массив Вуручайвенч (Кольский полуостров): новые результаты U–Pb (ID–TIMS, SHRIMP)–датирования бадделеита и циркона // Доклады Академии Наук РАН. 2014. Т. 454. № 1. С. 67–72.
- Рундквист Т.В., Припачкин П.В.* К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского плутона, Кольский полуостров // Руды и металлы. 2009. № 4. С. 15–24.
- Толстых Н.Д., Кривенко А.П.* Состав теларгпалита. Доклады Российской Академии Наук, секция наук о земле. 1996. № 344. С. 114–118.
- Чащин В.В., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П., Серов П.А.* Малосульфидные платинометалльные руды Палеопротерозойского Мончегорского Плутона и массивов его южного обрамления (Кольский полуостров, Россия): геологическая характеристика и изотопно-геохронологические свидетельства полихронности рудно-магматических систем // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. С. 37–57.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В.* Геолого-петрологические аспекты ЭПГ–Cu–Ni оруденения в раннепалеопротерозойском Мончегорском расслоенном мафит–ультрамафитовом комплексе (Кольский полуостров) // Геология руд. месторождений. 2014. № 3. С. 171–194.
- Amelin Yu.V., Heaman L.M., Semenov V.S.* U–Pb geochronology of layered mafic intrusions in the Eastern Baltic Shield – implications for the timing and duration of Paleoproterozoic continental rifting // Precambrian Research. 1995. V. 75. Iss 1–2. P. 31–46.
- Balashov Yu.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P.* Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasic intrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia, northeastern Baltic Shield // Precambrian Research. 1993. V. 64. P. 197–205.
- Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Münker C., Kirchenbaur M., Zirner A.* Spheroidal textures in igneous rocks – Textural consequences of H<sub>2</sub>O saturation in basaltic melts // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2015. № 167. P. 241–252.
- Bekker A., Barley, M.E., Fiorentini, M.L., Rouxel, O.J., Rumble, D., Beresford, S.W.* Atmospheric sulfur in Archean komatiite-hosted nickel deposits // Science. 2009. V. 326. P. 1086–1089.
- Bekker A., Grokhovskaya T.L., Hiebert R., Sharkov E.V., Bui T.H., Stadnek K.R., Chashchin V.V., Wing B.A.* Multiple sulfur isotope and mineralogical constraints on the genesis of Ni–Cu–PGE magmatic sulfide mineralization of the Monchegorsk Igneous Complex, Kola Peninsula, Russia // Mineralium Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 1035–1053. <http://link.springer.com/article/10.1007/s00126-015-0604-1>
- Boudreau A.E.* Bubble migration in a compacting crystal–liquid mush // Contrib. Mineral. Petrol. 2016. V. 171. № 32. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1237-9>
- Boudreau A.E.* Some Geochemical Considerations for Platinum-Group-Element Exploration in Layered Intrusions // Exploration Mining Geol. 1995. V. 4. P. 215–225.
- Boudreau A.E., Meurer W.P.* Chromatographic separation of the platinum-group elements, gold, base-metals and sulfur during degassing of a compacting and solidifying igneous crystal pile // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 172. № 2. P. 174–185.
- Cabri L.J., Laflamme J.H.G., Stewart J.M., Rowland J.F., Chen Tz.T.* New data on some palladium arsenides and antimonides // Canadian Mineralogist. 1975. V. 13. P. 321–335.
- De Klerk W.J.* Textures exhibited by feldspars in the Giant Mottled Anorthosite (GMA) of the Bastard Unit in the Upper Critical Zone, Western Bushveld Complex // Mineralogy and Petrology. 1995. V. 54. P. 25–34.
- Farquhar J., Bao H., Thiemens M.* Atmospheric influence of Earth’s earliest sulphur cycle // Science. 2000. V. 289. P. 756–758.
- Gervilla F., Leblanc M., Torresruiz J., Hachali P.F.* Immiscibility between arsenide and sulfide melts: a mechanism for the concentration of noble-metals source // Canadian Mineralogist. 1996. V. 34. P. 485–502.
- Grokhovskaya T.L., Vymazalová A., Laufek F., Stanley C.J., Borisovskiy S.Ye.* Palladothallite, Pd<sub>3</sub>Tl, a new mineral from the Monchetundra layered intrusion, Kola Peninsula, Russia // Canadian Mineralogist. 2021. V. 59. № 6. P. 1821–1832. <https://doi.org/10.3749/canmin.2100002>
- Jenkins M.Ch., Mungall J.E., Zientek M.L., Costin G., Yao Zh.* Origin of the J–M Reef and Lower Banded series, Stillwater Complex, Montana, USA // Precambrian Research. 2021. V. 367. № 9–10. P. 106457. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106457>
- Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen, J.J.* The Sompujarvi PGE Reef in the Penikat layered intrusion, northern Finland // Mineral. Petrol. 1990. V. 42. P. 39–55.
- Halkoaho T.A.A., Alapieti T.T., Lahtinen J.J., Lerssi J.M.* The Ala–Penikka PGE reefs in the Penikat layered

- intrusion, northern Finland // *Mineral. Petrol.* 1990. V. 42. P. 23–38.
- Hanley J.* The role of arsenic-rich melts and mineral phases in the development of high-grade Pt–Pd mineralization within komatiite-associated magmatic Ni–Cu sulfide horizons at Dundonald Beach South, Abitibi Subprovince, Ontario, Canada // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 205–317.
- Helmy H.M., Ballhaus C., Fonseca R.O.C., Nagel T.J.* Fractionation of platinum, palladium, nickel, and copper in sulfide–arsenide systems at magmatic temperature // *Contr. Miner. Petrol.* 2013. № 166. P. 1725–1737.
- Hoatson D.M., Keays R.R.* Formation of platiniferous sulfide horizons by crystal fractionation and magma mixing in the Munni Munni layered intrusion, West Pilbara Block, Western Australia // *Economic Geology.* 1989. V. 84. P. 1775–1804.
- Hoffman E, McLean W.H.* Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pb–Bi–Te system // *Econ. Geol.* 1976. V. 71. P. 1461–1468.
- Holwell D.A., Keays R.R.* The formation of low-volume, high-tenor magmatic PGE–Au sulfide mineralization in closed systems: evidence from precious and base metal geochemistry of the Platinova Reef, Skaergaard Intrusion, East Greenland // *Econ. Geol.* 2014. V. 109. P. 387–406.
- Karykowski B.T., Maier W.D., Groshev N.Y., Barnes S.J., Pripachkin P.V., McDonald I., Savard D.* Origin of reef-style PGE mineralization in the Paleoproterozoic Monchegorsk Complex, Kola Region, Russia // *Economic Geology.* 2018. V. 113, № 6. P. 1333–1358.
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S, Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D. et al.* Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // *Canadian Mineralogist.* 1997. V. 35. № 1. P. 219–246.
- Li C., Ripley E.M., Oberthür T., Miller J.D., Joslin G.D.* Textural, mineralogical and stable isotope studies of hydrothermal alteration in the main sulfide zone of the Great Dyke, Zimbabwe and the precious metals zone of the Sonju Lake Intrusion, Minnesota, USA // *Mineralium Deposita.* 2008. V. 43. № 1. P. 97–110.
- McDonald A.M., Cabri L.J., Stanley C., Good D.J., Redpath J., Lane G., Spratt J., Ames D.E.* Coldwellite, Pd<sub>3</sub>Ag<sub>2</sub>S, a new mineral species from the Marathon deposit, Coldwell Complex, Ontario, Canada // *Canadian Mineralogist.* 2015. V. 53. P. 845–857.
- Naldrett A.J.* *Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration* // Springer Science and Business Media. 2004. 727 p.
- Smith W.D., Maier W.D.* The geotectonic setting, age and mineral deposit inventory of global layered intrusions // *Earth-Sci. Review.* 2021. V. 220. P. 1–28.
- Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V.* Mass-independent sulfur isotope fractionation in the photochemical SO<sub>2</sub> processes under the UV radiation of different wave length // *Geochemistry International.* 2020. V. 58, № 11. P. 1228–1238. doi:10.1134/S0016702920110105
- Vymazalová, A., Laufek, F., Kristavchuk, A.V., Chareev D.A., Drabek M.* The system Ag–Pd–Te: phase relations and mineral assemblages // *Mineral. Magazine.* 2015. V. 79. P. 1813–1832.
- Zientek, M.L.* Magmatic ore deposits in layered intrusions — Descriptive model for reef-type PGE and contact-type Cu–Ni–PGE deposits: U.S. Geological Survey // *Open-File Report 2012–1010.* 2012. 48 p.

# MINERAL ASSEMBLAGES AND THE GENESIS OF PLATINUM METAL MINERALIZATION OF THE VURUCHUAYVENCH INTRUSION (KOLA PENINSULA, RUSSIA)

**T. L. Grokhovskaya**

*The Institute of geology of ore deposits, petrography, mineralogy and geochemistry RAS,  
Staromonetny, 35, Moscow, 119017 Russia  
E-mail: tgrokhovskaya@gmail.com*

The layered Vuruchuaivench intrusion is located in the eastern part of the Baltic Shield and is part of the Early Paleoproterozoic Monchegorsk Intrusive Complex. The platinum-metal mineralization of IW is localized within the stratiform platinum-bearing horizon of the reef type with a length of about 2 km and a thickness of 1-3 m, in some boreholes up to 15–20 m.

The dissemination of Fe-Cu-Ni sulfides containing the platinum-group minerals, silver and gold is confined to areas of gabbronorites and anorthosites of massive and taxitic texture, with a wide development of fluid-bearing minerals in the intercumulus of cumulative phases. The uniform distribution of petrogenic, rare and rare earth elements in the rocks of the platinum-metal reef (PGE-reef) and its host rocks indicates the formation of gabbronorites during intra-chamber differentiation without additional portions of the melt.

The composition and ratios of platinum group minerals (PGMs) with sulfides and silicates suggest a close genetic relationship between PGMs and igneous sulfides. As the temperature decreases, primary PGMs and sulfides are modified under the influence of high-temperature magmatic fluids and hydrothermal solutions, with the formation of a wide range of PGMs. The ores are dominated by palladium arsenides, stibioarsenides, and bismuth tellurides.

A special role in the formation of platinum-metal mineralization in the Vuruchuaivench intrusion is played by the separation of an immiscible arsenide melt with the formation of numerous drop-shaped, globular intergrowths predominated by Pd-Ni-arsenides and Pd-stibioarsenides. In some sulfide scattered impregnations, instead of globules consisting of palladium and nickel arsenides, platinum diarsenide (sperrylite) occurs. The formation of specific platinum-metal associations is apparently due to the addition of As, Sb, and other incompatible elements to the magma during extensive assimilation of Archean crustal rocks.

УДК 553.3

К 140-летию А.Н. Заварицкого  
и 100-летию организации им экспедиции  
по поискам платиноидов на Полярном Урале

## ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ВАСИЛИНОВСКОЕ – НОВЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА. СООБЩЕНИЕ 1. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

©2024 г. И. В. Викентьев<sup>1, 2\*</sup>, Е. Э. Тюкова<sup>1, 3</sup>, В. Д. Мокрый<sup>1</sup>, Ю. Н. Иванова<sup>1, 2</sup>,  
А. С. Шуйский<sup>4</sup>, И. Д. Соболев<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

<sup>2</sup>Российский университет дружбы народов им. Патриса Лумумбы,  
ул. Миклухо-Маклая, 6, Москва, 117198 Россия

<sup>3</sup>Научный геоинформационный центр РАН, ул. Новый Арбат, 11, стр.1, Москва, 119019 Россия

<sup>4</sup>Институт геологии им. академика Н.П. Юшкина Коми НЦ УрО РАН,  
ул. Первомайская, 54, Сыктывкар, 167982 Россия

\*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 18.06.2024 г.

После доработки 25.07.2024 г.

Принята к публикации 30.08.2024 г.

Приводится детальное описание нового благороднометалльного (Pt-Au-Pd) проявления Василюновское, обнаруженного вблизи пос. Харп Ямало-Ненецкого автономного округа. Оно связано с амфиболитизированными габброидами и клинопироксенитами. В этих породах развиты зоны наложенной минерализации видимой мощностью от 0.5 до 50 м (сульфидов 1–3 об.%, изредка более). В участках с рассеянной или мелко-гнездовой сульфидной вкрапленностью нередко присутствуют полевошпат-кварцевые, эпидотовые и другие прожилки. Сообщение 1 включает общегеологическую и подробную минералогическую характеристику рудопроявления, а также краткие сведения по валовой геохимии пород и руд объекта. В качестве рудных макрокомпонентов, часто встречающихся в валовых пробах минерализованных габбро-амфиболитов, наряду с Си, достигающей первых мас. %, отмечаются (мас. %) V до 0.2, Со до 0.06 и Ni до 0.02. По данным пробирного анализа, в валовых 0.5–1 кг пробах с сульфидной вкрапленностью содержания Pd достигают 1.4 г/т, Au – 0.8 г/т, а Pt – 0.2 г/т. Элементы платиновой группы в них представлены выделениями минералов палладия микронного размера – теллуридов (меренскиита, темагамита, котульскита, сопчеита), антимонидов (стибиопалладинита, садберрита) и арсеноантимонидов (мышьяковистый стибипалладинит, изомертиит), а также иных – мончеита, самородного осмия и нек. др. В магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации помимо них присутствуют микровключения самородных серебра, висмута и олова. В поздней полисульфидно-полевошпат-карбонатно-кварцевой ассоциации встречаются теллуриды Au и Ag, самородное золото (в том числе ртутистое), Se-содержащий аргентит, гринокит. В зонах сульфидной вкрапленности участка Подгорненский (в 1.5 км к югу), развитых в диоритах собского комплекса и тесно ассоциирующихся с кварцевыми прожилками, количество сульфидов выше, медный профиль минерализации усиливается, а концентрации Со, Ni, и особенно Ti, V, Pd и Pt падают. По результатам LA-ICP-MS анализа пирита, халькопирита, пирротина *Василюновского проявления*, преобладающей микропримесью для них является кобальт – до 1.2 мас. % Со в пирите ранней ассоциации. Примесь Ni также высокая (400–800 ppm, до 0.2 мас. %) в раннем пирите и снижается до 16–90 ppm в более позднем. Примесь Se, напротив, возрастает в пирите поздней ассоциации (до 207 ppm). В халькопирите характерные примеси – As и Se (~100–300 ppm). В отличие от Василюновского проявления, на участке *Подгорненский* в пирите постоянно присутствуют примеси Mo (вплоть до микровключений молибденита), Te (до 35 ppm), заметные примеси Tl (до 25 ppm) и Re (0.3 ppm). В халькопирите содержания (ppm): Ag до 65, Sn до 65, Cd до 35 и Bi до 11. Существенные примеси Со и Ni (до 0.1 мас. %) характерны здесь только для второстепенного пирротина. По минеральному составу и геохимическому спектру Pt-Au-Pd-Co ± Ni-Cu-V-Ti малосульфидная платиноидная минерализация Василюновского проявления довольно сильно контрастирует с зонами малосульфидной минерализации (+халцедоновидный кварц) со специализацией Fe-Cu-Au-Ag (±W, Bi, Sn, Mo, Re) участка Подгорненский,

которые, вероятно, принадлежат уже скарново-порфировой золотоносной системе. Сделан вывод о перспективах расширения контуров Pd-минерализации к западу и востоку, где в породах базит-ультрабазитовой ассоциации развиты ореолы Cu, Co и Ni, а также магнитные аномалии.

*Ключевые слова:* офиолиты, габбро-амфиболиты, малосульфидная минерализация, LA-ICP-MS, палладий, платина, золото, магматизм, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S0016777024060065, EDN: wdqlib

## ВВЕДЕНИЕ

Важнейший вклад в исследование Полярного Урала внес академик А.Н. Заварицкий (1884–1952). Сто лет тому назад, в 1925 году, им была организована первая экспедиция по изучению платиноносности района горы Рай-Из. Начальником поисковой партии был его ученик, также будущий академик А.Г. Бетехтин. Была составлена первая геологическая карта массива, проведено детальное опробование слагающих его пород. Однако ожидаемых россыпных платиновых месторождений обнаружено не было, концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в ультрабазитах и полученных из них протолок оказались мизерными.

Массив Рай-Из, как и ближайшие массивы Полярного Урала (Войкаро-Сыньинский, Сыум-Кеу), а также многие другие дунит-гарцбургитовые массивы Урала, входят в состав офиолитовых комплексов преимущественно ордовикского возраста (Пучков, 2010). Крупнейший из них – Кемпирсайский. Эти массивы *хромитоносны*, хотя хромититы и вмещающие их ультрабазиты содержат микронные, в основном, выделения минералов Os, Ir и Ru, а ЭПГ присутствуют в непромышленных концентрациях (Distler et al., 2008; Hu et al., 2022 и др.). Они отличаются от *платиноносных* концентрически-зональных дунит–клинопироксенитовых массивов Среднего и Северного Урала – Нижнетагильского, Вересовоборского, Светлоборского и др., которые слагаются ультрабазитами, а видимые выделения платиноидов с преобладанием платины здесь тяготеют к дунитам и, особенно, к мелким шлямбуркам хромита (Заварицкий, 1909; Бетехтин, 1935; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007).

Упомянутые офиолитовые гипербазитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сыньинский тяготеют к осевой части Урала и окаймляются с востока полосой габбро и габбро-амфиболитов (Шишкин и др., 2007; Савельева и др., 2013; Шмелев, Мон, 2013). Восточнее расположены островодужные ордовикско-девонские

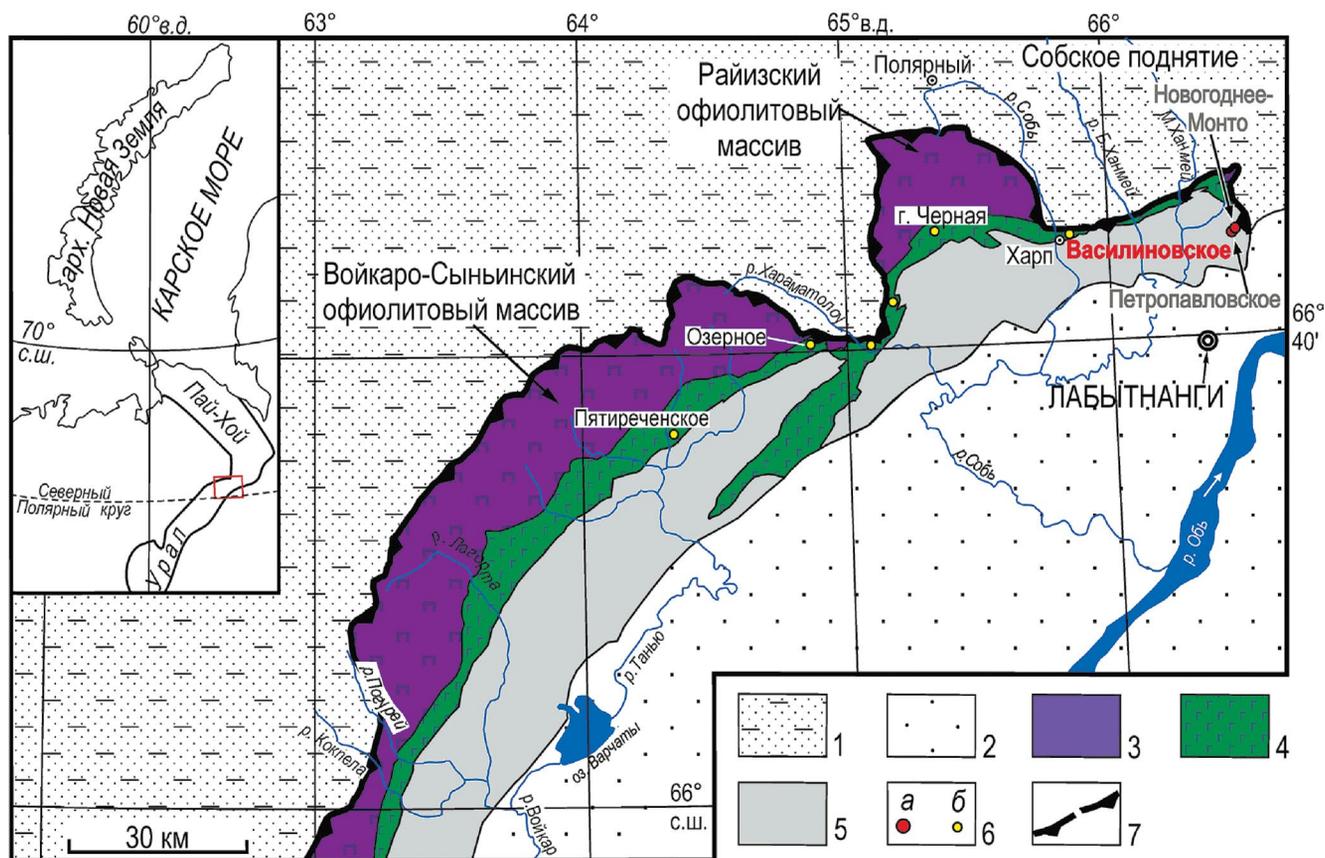
осадочно-вулканогенные комплексы и преимущественно девонские – плутонические, объединенные в Малоуральскую зону (Язева, Бочкарев, 1984). В пределах этой зоны выходят на поверхность вулканогенные толщи ( $O_3-D_2$ ) с маломощными прослоями осадочных пород, прорванные интрузивами габбро-плагиогранитных островодужных серий – от габбро до гранитоидов, в основном относящихся к собскому и конгорскому комплексам (Шишкин и др., 2007; Зылева и др., 2014; Соболев и др., 2018).

Из металлических полезных ископаемых на Полярном Урале добываются лишь хромиты (месторождение Центральное на массиве Рай-Из). Идут доразведка нескольких других месторождений и оценка ряда проявлений хромитов (с небольшой попутной добычей). Хотя здесь – между  $68^{\circ}30'$  и  $65^{\circ}40'$  с.ш. – в результате геологической съемки, прогнозно-металлогенических и поисково-оценочных работ 1960–80-х гг. были выявлены единичные рудные объекты, являющиеся промышленными, и множество остающихся неоцененными (Основные ..., 2010; Андреев, 2021). Еще в советские годы (1990) было открыто Au-Fe-рудное месторождение Новогоднее Монто, а в 2002–2009 гг. проведена разведка этого и выявленного в ходе работ соседнего (0.6 км) крупного по масштабам золоторудного Петропавловского месторождения и оценка их флангов (Soloviev et al., 2012; Викентьев и др., 2017). В регионе известен ряд железо-скарновых объектов и множество рудопроявлений с золото-сульфидно-кварцевой, медно-титаномагнетитовой и колчеданной минерализацией, которые тесно связаны с этапом островодужного магматизма, но большинство их считается непромышленными. Таким образом, к настоящему времени в целом сложился взгляд на эту территорию как малоперспективную в отношении рудных полезных ископаемых (помимо хромитов и, под большим вопросом, золота).

В последние годы появились свидетельства в пользу высокой вероятности обнаружения

здесь значимых Pt-Pd рудных объектов. Амфиболитизированные габброиды и пироксениты (они в основном отнесены к кэршорскому комплексу) на восточном склоне Полярного Урала являются перспективными для локализации медно-благороднометальной минерализации (Шишкин и др., 2007; Викентьев и др., 2023). Здесь описано проявление г. Черная в ЮЗ отрогах офиолитового массива Рай-Из (фиг. 1) – в титаномагнетитовых рудах содержания ЭПГ достигают 1.5 г/т. Далее к юго-западу от него установлена серия пунктов вкрапленной медной минерализации в габброидах кэршорского комплекса (Cu до 0.5%, по (Шишкин и др., 2007)) – вероятно, Fe-Ti-V-Pt-Pd-Au-Cu типа, во многом подобных Волковскому месторождению на Среднем Урале (Полтавец и др., 2006; Мурзин и др., 2021). Важнейшим является

расположенное далее к ЗЮЗ, на листе Q-41-XI – в междуречье рек Большая и Малая Хараматалоу – рудопроявление Озерное, открытое В.Г. Котельниковым в 2002 г. (Шишкин и др., 2007; Кузнецов и др., 2007; Пыстин и др., 2010, 2011; Murzin et al., 2022), платино–золото–палладиево–медного типа с  $C_{Pd} = 0.1–1.66$  г/т (среднее 0.28 г/т) и  $C_{Pt} = 0.04–0.26$  г/т. Оно разбурено по серии профилей, и его прогнозные ресурсы категории  $P_2$  соответствуют параметрам крупного месторождения (Шишкин и др., 2007): Pd 54.7 т, Pt 9.8 т, Au 52.8 т. К этой же пограничной полосе между образованиями Малоуральской зоны и гипербазитовыми массивами (Рай-Из и Войкаро-Сыньинским) приурочено Пятиреченское и некоторые другие проявления благороднометальной и медно-благороднометальной минерализации (фиг. 1).



**Фиг. 1.** Положение Василиновского рудопроявления в складчато-надвиговой структуре Полярного Урала. Геологическая основа по (Шишкин и др., 2007; Зылева и др., 2014), с упрощениями. На врезке: УрС – Уральское складчато-надвиговое сооружение, ПНС – Пайхойско-Новоземельское складчато-надвиговое сооружение; прямоугольником показано расположение северной и центральной частей Войкарской зоны. 1 – позднекембрийские и палеозойские образования Западно-Уральской мегазоны; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–5 – образования Войкарской зоны: 3, 4 – среднепалеозойские метаморфизованные гипербазиты (3) и габброиды (4), 5 – преимущественно ордовикско-девонские магматические и осадочно-вулканогенные образования; 6 – благороднометальные объекты: месторождения золота (а), Pd-Cu и Pt-Au-Pd рудопроявления (б); 7 – Главная Уральская сутура.

Малоуральский вулcano-плутонический пояс в среднем палеозое ( $O_3-C_1$ ) представлял собой либо островную дугу ( $O_3-D_1$ ), которая в раннем девоне сменилась окраинно-континентальным вулcanoплутоническим поясом, либо островную дугу, сформировавшуюся на гетерогенном основании (Кузнецов, Романюк, 2014; Соболев и др., 2018). В эйфеле и вплоть до раннекаменноугольной аккреции Малоуральской островной дуги с Восточно-Европейским континентом надсубдукционная система Полярного Урала развивалась, скорее всего, как зрелая вулканическая дуга (Викентьев и др., 2017; Соболев и др., 2020).

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

**Василиновское** рудопоявление выявлено в карьере строительного и технологического камня, расположенном в 2 км к северо-востоку от пос. Харп Приуральского р-на ЯНАО. Разведка карьеров Амфиболитовый и, в 1,5 км к югу, Подгорненский велась на строительный камень, а также на сырье для производства базальтового волокна (карьер Амфиболитовый); отработка обоих идет на щебень. В структурном отношении район проявления приурочен к северо-западному крылу Войкарской зоны. Проявление сложено габбро и пироксенитами, относимыми к кэршорскому плутоническому комплексу согласно последним данным регионального картирования (Зылева и др., 2014). Близость к осевой части Главной Уральской сутуры (именующейся также Главным Уральским глубинным разломом и Главным Уральским надвигом) обусловила широкое развитие в породах рудопоявления зон дробления и интенсивной трещиноватости, а также признаков сильного динамотермального метаморфизма. В районе к западу от меридионального течения ручья Гердъизшор распространены амфиболитизированное габбро и габбро-амфиболиты (Еремин, Пономарев, 1973). Небольшие тела пироксенитов, вероятно, близсинхронные, но зачастую прорывающие габброиды, картируются в различных частях карьера и вблизи него (фиг. 2). Основные и ультраосновные породы заметно, но неравномерно минерализованы (фиг. 3, 4).

Тектонические нарушения северо-восточного — от субмеридионального до субширотного — направления выделены в различных частях проявления и зачастую ограничивают тела более поздних пироксенитов. Характерной особенностью габброидов является наличие гнейсовидной текстуры, выражающейся в линзовидном,

параллельно-ориентированном расположении скоплений темноцветных минералов (фиг. 5).

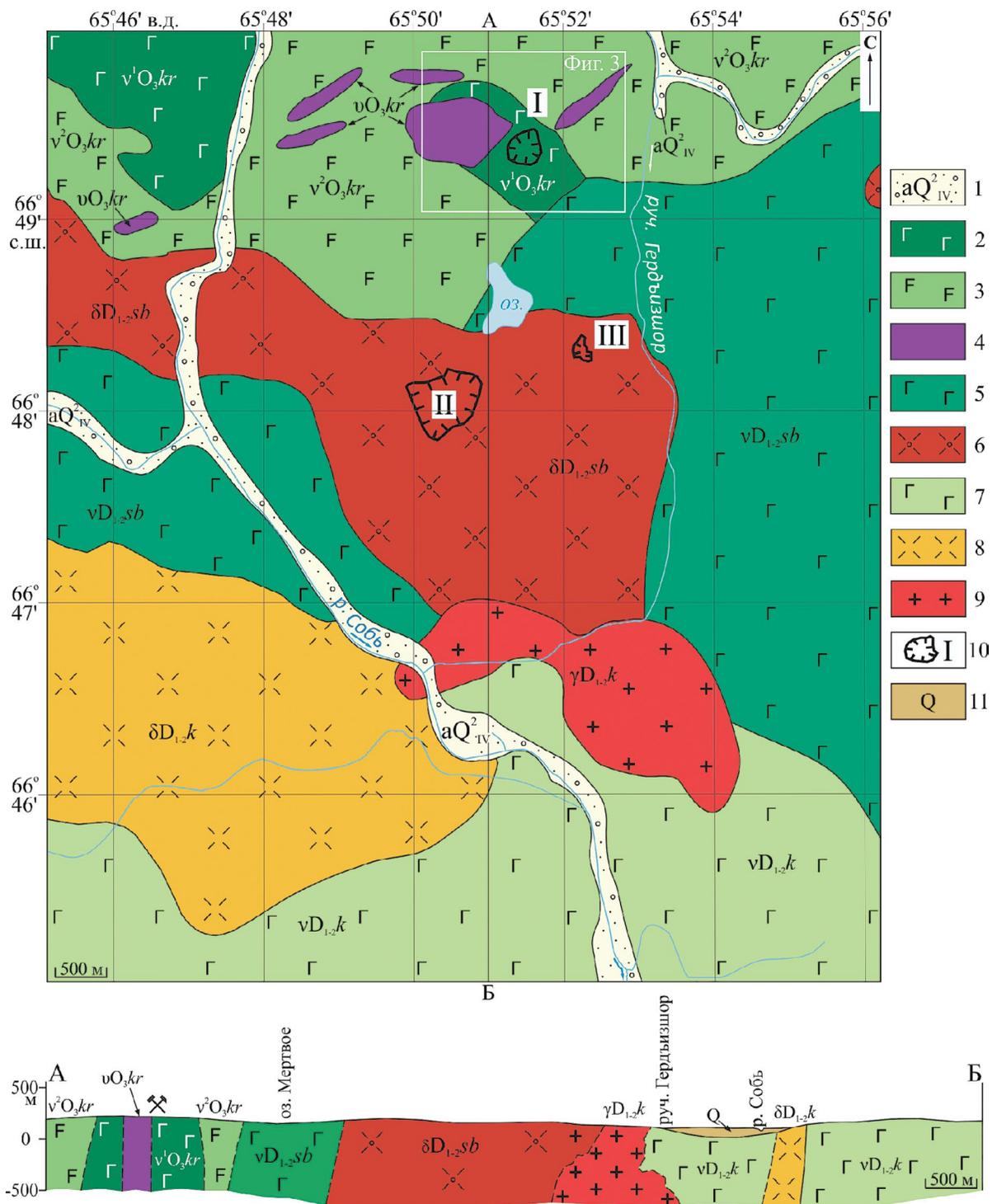
Часто наблюдается постепенный переход от амфиболитизированных габбро к габбро-амфиболитам, в этих случаях отношение породы к той или иной разновидности чисто условное, т.к. даже в небольших интервалах (10–50 см) можно наблюдать текстуру и массивную, и гнейсовидную (фиг. 6).

Помимо высокотемпературных метаморфических преобразований, породы характеризуются вторичными изменениями, в различной степени выраженными в пределах проявления (фиг. 7): для габброидов характерны эпидотизация, окварцевание, хлоритизация, для пироксенитов — уралитизация (замещение пироксена зеленой роговой обманкой).

В габброидах рудопоявления Василиновское отмечается постоянная акцессорная вкрапленность магнетита и пирита (до 1–3 об.%, редко более); подобная малосульфидная минерализация развита и к югу от него, в пределах участка Подгорненский, где более широко распространены жильные образования, сложенные халцедоновидным кварцем. Интенсивная трещиноватость обуславливает значительное развитие в габбро и пироксенитах жильных образований различного состава. Это кварцевые, эпидотовые, кварц-эпидотовые, хлорит-кварц-полевошпатовые, иногда карбонат-кварц-полевошпатовые прожилки и отдельные кварцевые жилы; в них спорадически развиты сульфиды, представляя рассеянную точечную или мелко-гнездовую минерализацию — пирита, халькопирита и др. второстепенных минералов. Вкрапленность сульфидов наблюдается также в габбро и пироксенитах, вне прожилков, в зонах мощностью от 0.7–2 м до 35–50 м. Количество сульфидов в зонах прожилкования и изменения магматических пород локально может достигать 80 об.%.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Нами использовались наземные геологические и геолого-геохимические методы оценки возможного оруденения (2018–2021 гг.), а также данные космоснимков космического аппарата дистанционного зондирования Земли Landsat-8 и цифровой модели рельефа SRTM (The Shuttle Radar Topography Mission) для выявления особенностей глубинного строения этой и прилегающих территорий Полярного Урала (Викентьев и др., 2021). В 2017–2024 гг. по этой территории нами были выполнены полевые работы рудной

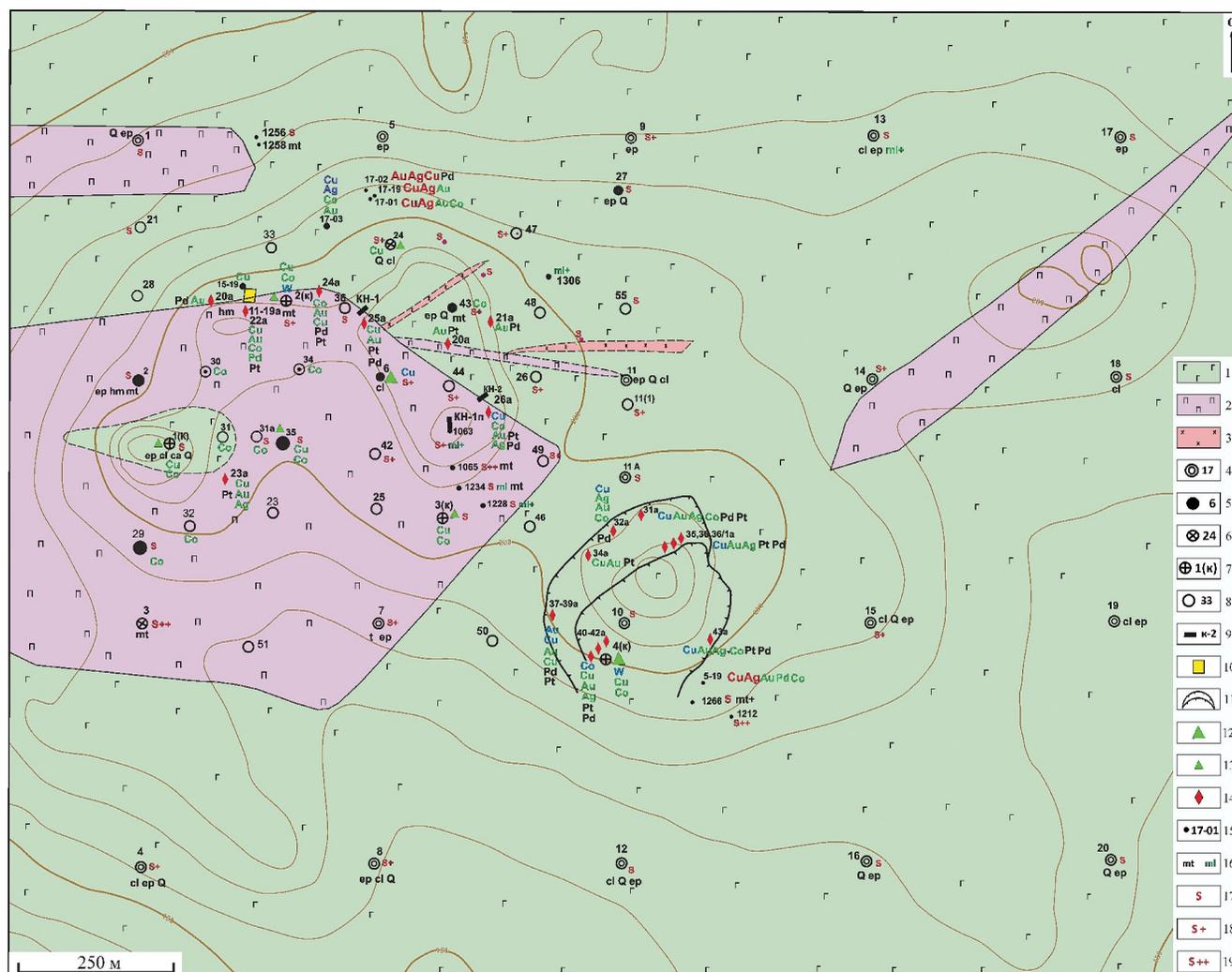


**Фиг. 2.** Схема геологического строения участка, прилегающего к Василиновскому рудопроявлению, на основе (Еремин, Пономарев, 1973), с добавлениями и изменениями. 1 – четвертичные аллювиальные отложения русловые и низкой поймы; 2–4 – породы кэшорского комплекса, предположительно позднеордовикские: 2 – габбро амфиболитизированные, 3 – габбро-амфиболиты; 4 – гарцбургиты амфиболитизированные и дайки пироксенитов; 5, 6 – ранне-среднедевонские габброиды и плагиогранитоиды собского комплекса: 5 – габбро кварцсодержащие роговообманковые, 6 – диориты, тоналиты; 7–9 – ранне-среднедевонские породы конгорского комплекса: 7 – габбро пироксен-роговообманковое, 8 – диориты биотит-роговообманковые; 9 – гранодиориты; 10 – карьеры строительного камня: I – Амфиболитовый, II-III – участок Подгорненский (карьеры II – Южный, III – Средний); 11 (на разрезе) – рыхлые четвертичные отложения, нерасчлененные, в основном аллювиальные. Белая рамка – Василиновское Pt-Au-Pd рудопроявление.

направленности на карьерах строительного камня Амфиболитовый и Подгорненский. Проведено минералого-геохимическое картирование и отобран обширный каменный материал в уступах карьеров и естественных обнажениях

поблизости. Отбор представительных образцов производился с соответствующей привязкой по GPS-навигатору.

Исследование геохимической специализации руд на Au, Pt, Pd выполнено пробирным анализом;



**Фиг. 3.** Василювское рудопоявление: элементы геологического строения, схема его опробования и минералого-геохимических признаков; по данным В.Д. Мокрия (2006, 2017–2022 гг.), Е.Э. Тюковой, Ю.Н. Ивановой, И.В. Викентьева, И.Д. Соболева (2019, 2021 гг.). 1–2 – кэршорский комплекс дунит-клинопироксенит-габбровый: 1 – габбро роговообманковое, габбро-амфиболиты, амфиболиты, 2 – клинопироксениты; 3 – собский комплекс габбро-тоналитовый: гипабиссальные дайки кварцевых диоритов; 4–8 – буровые скважины: 4 – предварительной разведки 1980–84 гг. (до 105 м), 5–8 – скважины детальной разведки 1986–90 гг. и их номера (до 28 м), в том числе: 6 – разведочные (до 38 м), 7 – разведочно-технологические – кусты (до 45 м), 8 – картировочно-вскрышные (до 27,5 м); 9 – канавы детальной разведки 1986–90 гг. и их номера; 10 – опытный карьер детальной разведки (150 м<sup>2</sup>); 11 – карьер строительного камня Амфиболитовый; 12,13 – содержание меди в керновых пробах 1986–90 гг.: 12 – рудогенного уровня (0,2% Cu), 13 – среднеаномального уровня (0,04–0,1%); 14 – штупные пробы 2006 г. с аномальным содержанием Au, Cu, Co, Ag, Pd и повышенным – Pt; 15 – штупные пробы 2017–22 гг.; 16 – повышенные количества магнетита (mt), малахита (ml); 17–19 – уровни содержания сульфидов в породе: 17 – убогий, 18 – в повышенном количестве, 19 – в аномальном количестве. Прочая минерализация и гидротермальные изменения: Q – окварцевание (прожилковое), ep – эпидотизация (прожилковая), hm – гематитизация, sa – прожилки кальцита, cl – хлоритизация, t – оталькование. Цветными символами элементов Au, Cu, Co, Ag, Pd даны уровни концентраций металлов в пробах: красным шрифтом – рудный уровень, синим – высокоаномальный (рудогенный) уровень, зеленым – среднеаномальный уровень: медь (>0,3, >0,1, >0,04 мас. %); кобальт (>0,06, >0,02, >0,01 мас. %); золото (>1, >0,3, >0,01 г/т); серебро (>3,5, >0,7, >0,15 г/т); палладий (>0,1 г/т); черным шрифтом даны повышенные содержания палладия и платины (0,03–0,1 г/т).

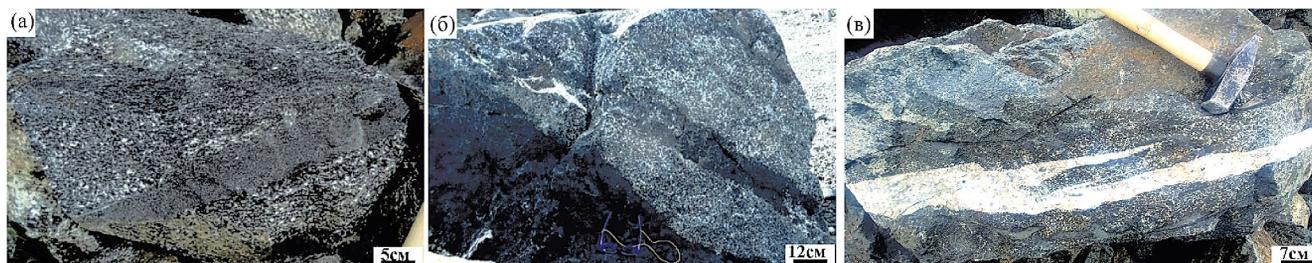
остальные элементы определены атомно-эмиссионной спектроскопией, компания ООО “Стюарт Геокемикл энд Эссей”, Москва (аналитик О.А. Избаш).

**Микроскопические исследования.** Изучение рудных и нерудных минералов осуществлялось с помощью методов оптической микроскопии (микроскоп Nikon DS-5Mc-L2) и сопровождалось исследованиями методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и рентгено-спектрального микроанализа (РСМА). Исследование содержаний основных компонентов минералов выполнено на рентгеноспектральном

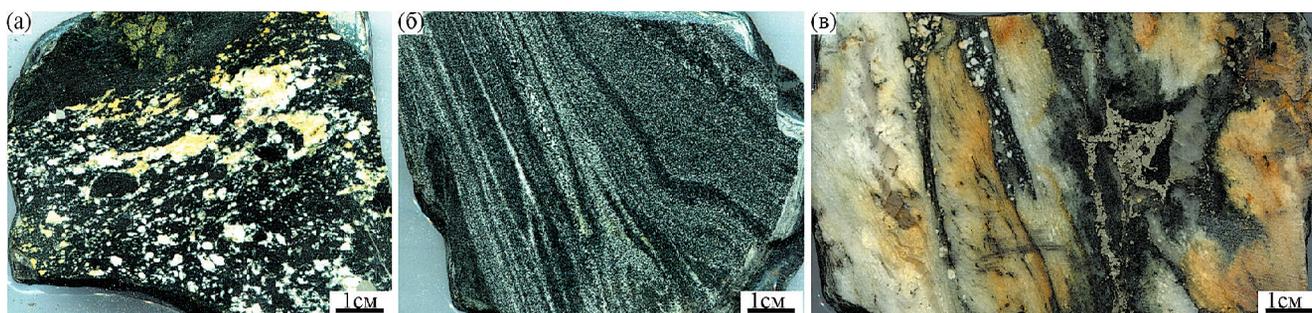
микроанализаторе Jeol JXA-8200 (аналитик Е.В. Ковальчук, ИГЕМ РАН). В пирите, помимо макрокомпонентов (Fe, S) и основных элементов-примесей (As, Co, Cu, Ni, Zn, Sb, Ag), было измерено содержание Au (предел обнаружения 45 ppm,  $3\sigma$ ) по методике, подробно описанной в (Ковальчук и др., 2019). Приблизительно-количественные анализы выполнены на сканирующем микроскопе JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, аналитик Левицкая Л.А. (ИГЕМ РАН) и в ИЭМ РАН г. Черноголовка, аналитик Д.А. Варламов; в ЦКП “Геонаука” на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega3 LMN (ИГ



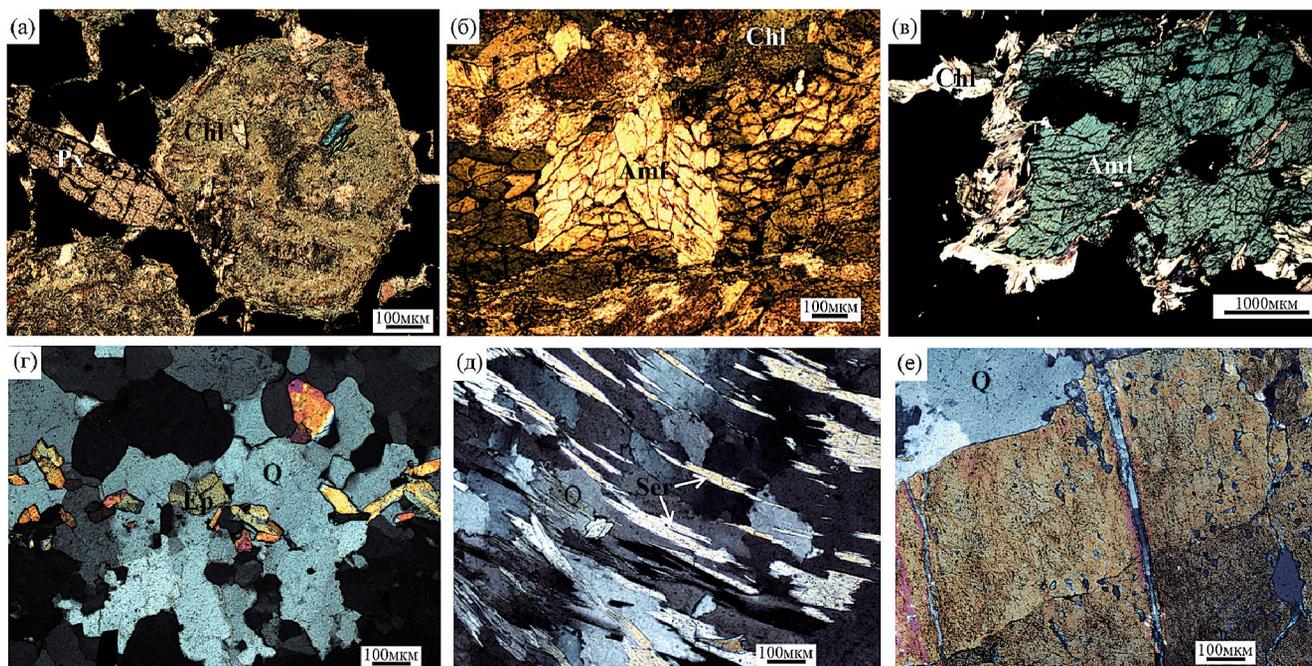
**Фиг. 4.** Схема отбора проб на карьере Амфиболитовом (Василиновское рудопроявление) в 2018–2022 гг. На космоснимке нанесены точки отбора образцов и их обобщенная минералого-геохимическая характеристика. Условные обозначения: наличие в породах вкрапленности магнетита по уровням концентраций: mt – убогий, mt+ – повышенный, mt++ – в аномальном количестве; Mt – магнетитовая руда; уровень наличия в породах визуально наблюдаемой в штучках примеси сульфидов: S – убогий, S+ – в повышенном количестве, S++ – в аномальном количестве; az, ml – наличие примазок и гнезд азурита (az) и малахита (ml), ml+ – малахит в повышенном количестве; белыми символами элементов Au и Pd показана позиция образцов с находками их минералов. Цветными символами химических элементов Cu, Co, Au, Ag, Pd, Pt даны уровни содержания металлов в керновых и штучных пробах по данным спектроскопического и пробирного анализов (увеличение размера шрифта отвечает относительному росту содержаний): красным шрифтом – рудный уровень, синим – высокоаномальный (рудогенный) уровень, зеленым – среднеаномальный уровень: медь (>0.3, >0.1, >0.04 мас.%); кобальт (>0.06, >0.02, >0.01 мас.%); золото (>1, >0.3, >0.07 г/т); серебро (>3.5, >0.7, >0.15 г/т); палладий и платина (>1.2, >0.4, >0.1 г/т). Красными точками показаны три образца с аномальным обогащением Pd, Pt ±Au (в них – основные находки минералов Pd, Au и Pt).



Фиг. 5. Габброиды Василювского рудопоявления с такситовой текстурой (а, б) пересекаются жилой пироксена и содержат субогласные разветвленные жилки плагиоклазитов (в).



Фиг. 6. Метагабброиды рудопоявления Василювское: а – амфиболитизированное габбро (обр. 18-99); б – гнейсо-амфиболиты (обр. 19-1029); в – кварц-полевошпатовый линейный штокверк с сульфидной минерализацией в амфиболитах (обр. 19-805).



Фиг. 7. Вторичные изменения силикатов в рудовещающих метагаббродах рудопоявления Василювское: а – замещенные хлоритом изометричные кристаллы, возможно, клинопироксена, рядом – реликтовый кристалл пироксена (обр. 18-91); б – агрегат кристаллов амфибола (обр. 18-99); в – замещение амфибола чешуйчатым агрегатом вторичных силикатов (обр. 22-1343); г – эпидот-кварцевые метасоматиты (обр. 1133); д – кварц-серицитовые метасоматиты (обр. 1231); е – кварцевые микропрожилки в хлоритизированном амфиболе (обр. 1231).

ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, аналитик А.С. Шуйский. Химический состав минералов определен в режиме EDS с использованием приставки X-MAX 50 мм<sup>2</sup> фирмы Oxford Instruments с напряжением 20 кВ, силой тока 15 нА и диаметром пучка 1–2 мкм. Время экспозиции – 500000 импульсов. Изображения получены в режиме обратного рассеянных электронов (BSE). Часть образцов из нашей коллекции (сборы В.Д. Мокрия), в которых нами были установлены максимальные концентрации ЭПГ, в 2022 г. была повторно расшлифована и микроскопически изучена коллегами из ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН; предварительные данные, с акцентом на минеральные формы ЭПГ, были опубликованы (Шайбеков и др., 2023).

*Изучение микропримесей в минералах* выполнено методом LA-ICP-MS в ИГЕМ РАН (прибор ThermoXSeries, лазер – NewWave 213, аналитик В.Д. Абрамова) по методике, подробно описанной в (Викентьев и др., 2016). Вскрытие зерен сульфидов осуществлялось с помощью точечной и профильной (бороздовой) абляции, стандартный диаметр луча лазера 40 мкм. Чувствительность для большинства элементов составляла 0.02–0.05 ppm.

## ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ПОРОД

Из рудных элементов-макрокомпонентов в минерализованных габбро-амфиболитах и амфиболитизированных габбро *Василиновского* проявления наиболее значительные концентрации образуют Fe (до 10 мас. %) и Cu (до 0.5–1 мас. %, редко более), которые, впрочем, не имеют промышленного значения ввиду сравнительно невысоких содержаний (табл. 1) и отсутствия крупных, протяженных скоплений титаномагнетита и халькопирита, образующих спорадические скопления. В качестве заметных и часто встречающихся в валовых пробах нужно отметить такие примеси (мас. %), как V до 0.2, Co до 0.06 и Ni до 0.02, но их распределение крайне неравномерное. Максимальные содержания Pd в рудах (обр. 475, А5-19 и А-121) по данным пробирного анализа (ООО “Стюарт Геокемикл энд Эссей”) составляют, соответственно, 1.371; 0.021 и 0.312 г/т, Pt – 0.199; 0.366 и 0.019 г/т, а золото в этом ряду нарастает: 0.131; 0.162; 0.831 г/т (табл. 1). Таким образом, учитывая промышленную ценность рудных компонентов, малосульфидная минерализация *Василиновского* проявления может быть охарактеризована следующим геохимическим

**Таблица 1.** Химический состав руд и минерализованных пород *Василиновского* рудопоявления (г/т)

№ обр.	P	V	Cr	Co	Ni	Cu	Ag	Au	Pt	Pd
А-436	45	185	29	156	46	2986	1.2	0.043	0.008	0.136
А17-22	361	167	19	57	21	193	0.2	0.005	0.005	0.038
А-342	16	505	246	119	78	2084	0.2	0.057	0.013	0.104
А17-01-1	12	38	20	18	8	3338	3.3	0.127	0.005	0.018
А-653	15	2907	166	143	94	1089	<0.2	0.073	<0.005	0.030
А17/03	52	322	75	25	50	614	0.2	0.019	0.059	0.269
А-652	13	1164	134	58	68	1950	0.5	0.278	0.011	0.060
А18/71	2314	203	100	45	83	1379	<0.2	0.179	<0.005	0.018
475	<10	41	69	645	217	1613	3.2	0.131	0.199	1.371
А-121	216	82	46	455	192	>10000	5.4	0.831	0.019	0.312
А5-19	40	131	21	142	101	10000	3.5	0.162	0.021	0.366
А9/19	785	61	58	16	35	17	<0.2	0.023	<0.005	0.002
А15/19	524	146	86	21	50	664	<0.2	0.006	<0.005	0.008
А17/19	10	6	133	19	77	>10000	7.0	0.129	<0.005	0.001
А12/19	16	1176	68	82	66	1146	<0.2	0.008	<0.005	0.023
М-302	<10	3	145	142	90	521	0.3	0.011	<0.005	0.026
А2-8/19*	485	104	82	23	52	982	<0.2	0.027	<0.005	0.046

Примечание. \* – участок Подгорненский, Средний карьер. Au, Pt, Pd – пробирный анализ; остальные элементы – атомно-эмиссионная спектрометрия, компания ООО “Стюарт Геокемикл энд Эссей”. Максимальная корреляция наблюдается в парах Co-Ni, Pd-Co, Pd-Ni, а золото и серебро имеет высокое значение парной корреляции с медью.

спектром: Pt-Au-Pd-Co  $\pm$  Ni-Cu-V-Ti. Формы нахождения, а также размеры и характер сростаний минералов-носителей в минерализованных породах (потенциально, рудах) имеют важное значение для промышленной оценки поскольку во многом определяют показатели обогатимости рудного сырья. В первую очередь это касается цветных и благородных металлов, как более значимых. Именно их распределение и формы нахождения стали предметом детального рассмотрения. В отличие от Василюновского проявления, в рудах участка *Подгорненский*, заметной минерализации благородных металлов не встречено; содержания их незначительны и по данным пробирного анализа составляют Au 0.007 ppm, Pd 0.003–0.011 ppm.

### РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ И ИХ СРАСТАНИЯ

В изложении дальнейшего материала акцентированное внимание будет уделено рудным минеральным ассоциациям. При картировании карьера, последующем описании штучных образцов и микроскопических исследованиях были выделены, от ранних к поздним, гематит-магнетитовая, магнетит-халькопирит-пиритовая, полисульфидно-полевошпат-кварцевая и полисульфидно-карбонатно-кварцевая рудные ассоциации.

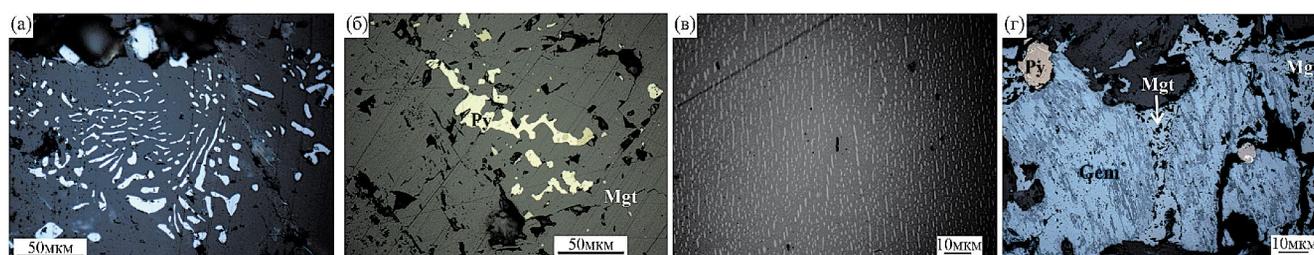
**Гематит-магнетитовая** ассоциация распространена в темноцветных амфиболитизированных габброидах в виде рассеянной вкрапленности (до 1 мм), иногда изометричных скоплений (до 1–2 см) и еще реже – крупных шпиров до 1 м мощностью. Количество магнетита в таких рудных фрагментах колеблется от первых процентов до 30–50 об.%. Как правило, магнетит приурочен к породообразующим темноцветным минералам и отлагается по границам их кристаллов, ассоциируя с сульфидами; встречаются мirmekиты магнетита с амфиболом (фиг. 8). Наличие

в метагаббро большого количества титаномагнетита, а также находки каркасных структур, сложенных пластинчатым рутилом, обогащенным V и W, указывают на обогащенность порций магмы титаном. В рудах наблюдается замещение магнетита гематитом, разновременная кристаллизация магнетита относительно сульфидов (кокардовые каймы магнетита вокруг сульфидов и развитие сульфидных агрегатов в интерстициях магнетита), что позволяет предполагать изменение окислительного режима системы, которое, вероятно, происходило неоднократно.

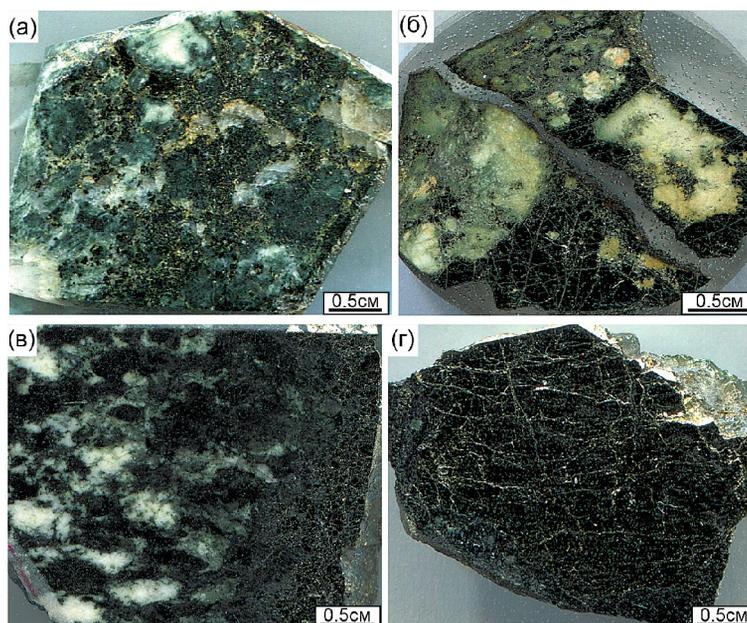
**Магнетит-халькопирит-пиритовая** ассоциация выделяется по существенному увеличению доли сульфидов (локально до 80 об. %). Она связана с зонами значительных метасоматических изменений вмещающих базитов в виде эпидотизации, хлоритизации, альбитизации и подчиненного окварцевания (фиг. 9). Поэтому в целом такие минерализованные участки имеют преобладающую зеленовато-серую окраску, более светлую на фоне почти черных габбро и амфиболитов.

Сульфидные образования представлены прожилками и жилами до 5 см мощностью; распространены гнезда и вкрапленность сульфидов (фиг. 10). В рудах широко распространены кокардовое строение (фиг. 10д, е) и структуры цементации; в сростаниях сульфидов часто встречаются структуры распада (фиг. 10в, г). Магнетит также типичен для этой ассоциации, но здесь значительно чаще наблюдается его замещение гематитом. Гематит иногда образует зоны, сложенные веерообразными агрегатами пластинчатых кристаллов.

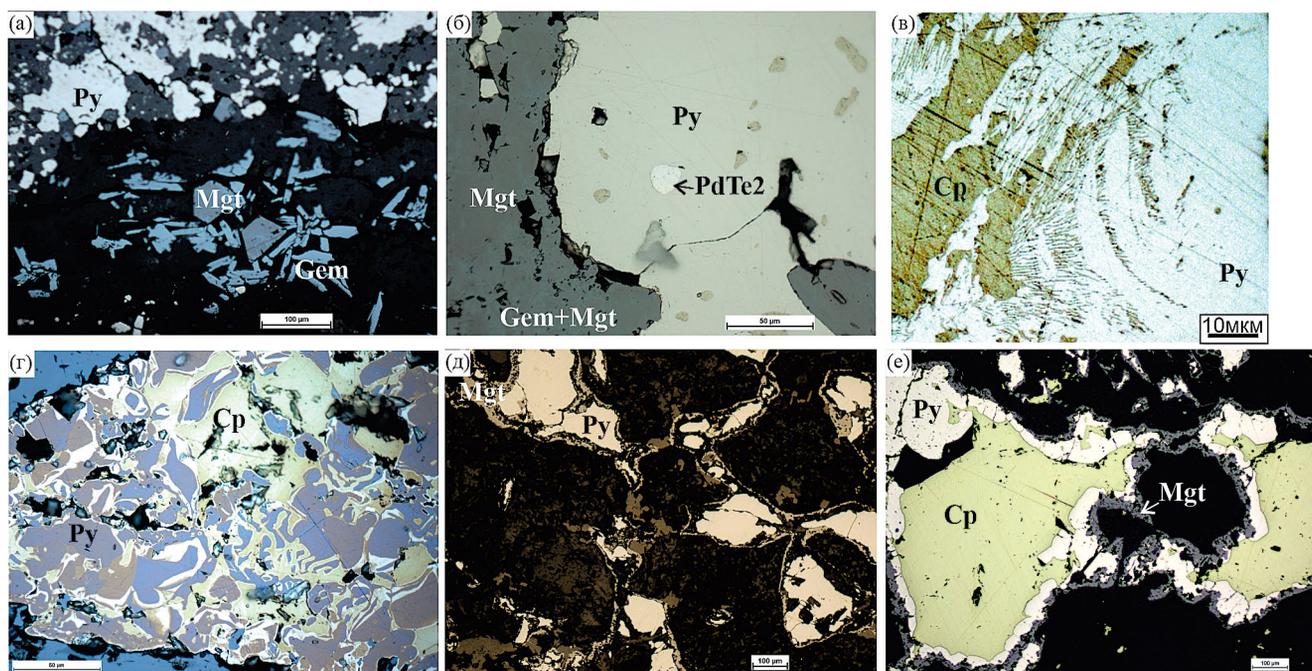
Структуры распада халькопирита в пирите (фиг. 10в) представлены концентрическими зонами насыщения халькопиритом, тогда как обратные соотношения (пирит в халькопирите) представляют симплектиты (графические вросстки пирита в халькопирите, фиг. 10г).



**Фиг. 8.** Особенности строения и состава агрегатов гематит-магнетитовой ассоциации рудопроявления Василюновское: а – мirmekиты магнетита в амфиболовой матрице амфиболита (обр. А17-10); б – графическое выделение пирита в магнетите (обр. А-121); в – структуры распада магнетит + ильменит в магнетитовом агрегате (обр. 1324); г – гематит-магнетитовый агрегат (обр. А-653).



**Фиг. 9.** Строение руд с палладиевой минерализацией: а – хлоритизированные окварцованные и сульфидизированные габброиды с теллуридами Pd (обр. А5-19); б – сульфидизированные полевошпатовые метасоматиты с Ag-Au-Pd-теллуридной минерализацией (обр. 475); в – полевошпат-хлорит-магнетитовые метасоматиты с сульфидной вкрапленностью с включениями Pt-Pd-теллуридов (обр. 342-1); г – фрагмент халькопирит-пиритовых руд с вкрапленностью минералов ЭПГ (Pd, Os), Au-Ag и редкоземельных фаз (Y + Zr + Hf) (обр. А-121).



**Фиг. 10.** Строение сульфидных агрегатов магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации: а – игольчатые агрегаты гематита цементируют изометричные кристаллы магнетита (обр. 475); б – микровключения меренскиита ( $\text{PdTe}_2$ ) в пирите ассоциации (обр. 475); в, г – структуры распада: в – линейно-зональные – халькопирит в пирите (обр. А5-19); г – графические срастания – пирит в халькопирите (обр. А-653, воздушное травление); д, е – кокардовые структуры: д –  $\text{Py}+\text{Mgt}$  (обр. 342-1), е –  $\text{Cp}+\text{Py}+\text{Mgt}$  (А-652).

Температура образования сосуществующих пирита и халькопирита по содержанию в них примеси Со, рассчитанная по методу Н.И. Безмена и др. (1978), для образца со структурами распада двух типов составляет 205–422 °С, а для образца с одним типом – 287 °С (табл. 2). В целом

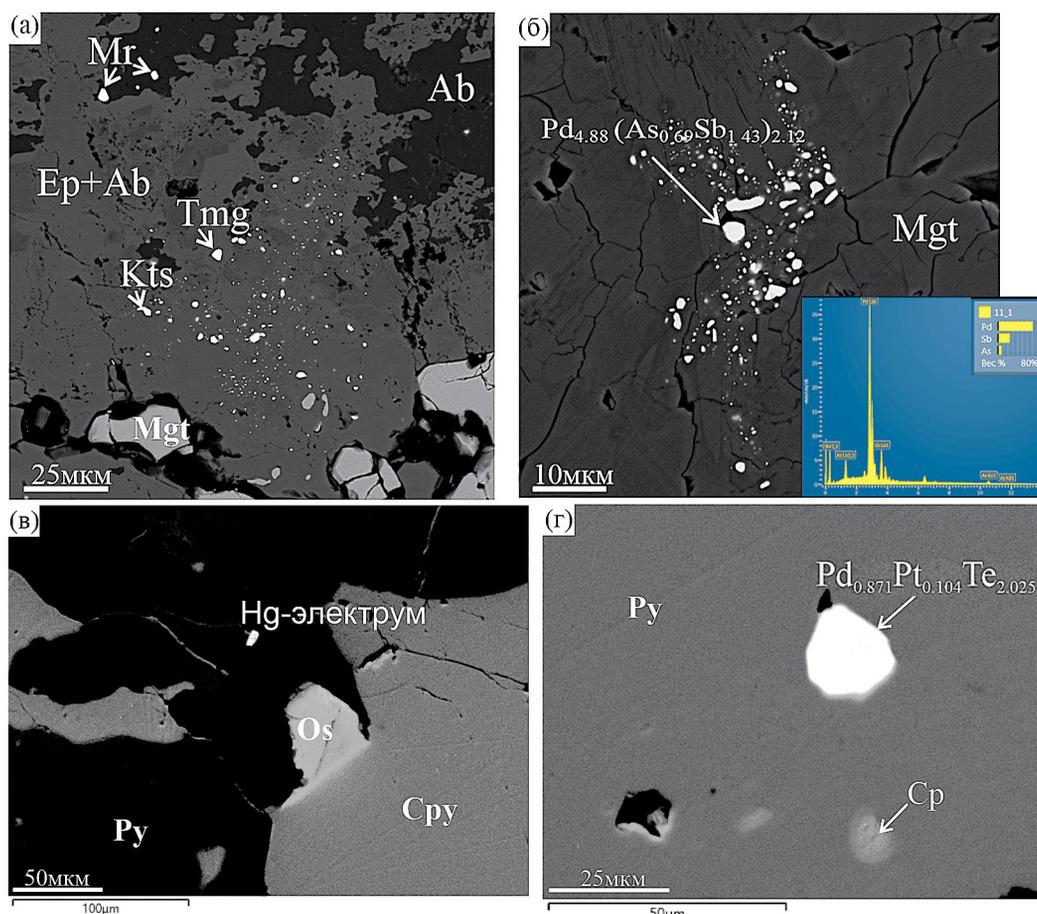
температурные параметры укладываются в пределы 422–175 °С.

Главной особенностью сульфидных образований этой ассоциации является наличие микровключений минералов ЭПГ. Наиболее ранним платиноидом, вероятнее всего, является

**Таблица 2.** Температуры образования пирит-халькопиритовых сростаний, рассчитанные по кобальтовому би-минеральному геотермометру ( $C_{Co}$  в мас. %)

№ обр.	Со в Срр	Со в Py	$K_d$	$\text{Log } K_d$	$1.292 \cdot \text{log } K_d$	+2.382	$T, K$	$t, ^\circ C$
A17-19	0.12	0.51	0.36	-0.4437	-0.5733	1.8067	553	280
A-653	0.43	1.1	0.598	-0.2232	-0.2884	2.0936	477	205
	0.26	2.14	0.186	-0.7308	-0.9441	1.4379	696	422
A9-19	0.15	0.42	0.546	-0.2625	-0.3392	2.0428	489	216
A5-19	0.14	0.28	0.765	-0.1163	-0.1502	2.2318	448	175
	0.07	0.31	0.345	-0.4616	-0.5964	1.7856	560	287

Примечание:  $t^\circ C = 1000 / (1.292 \cdot \text{lg } K_d (C_{Py} - C_{Pyr}) + 2.382) - 273$  (Безмен и др., 1978).

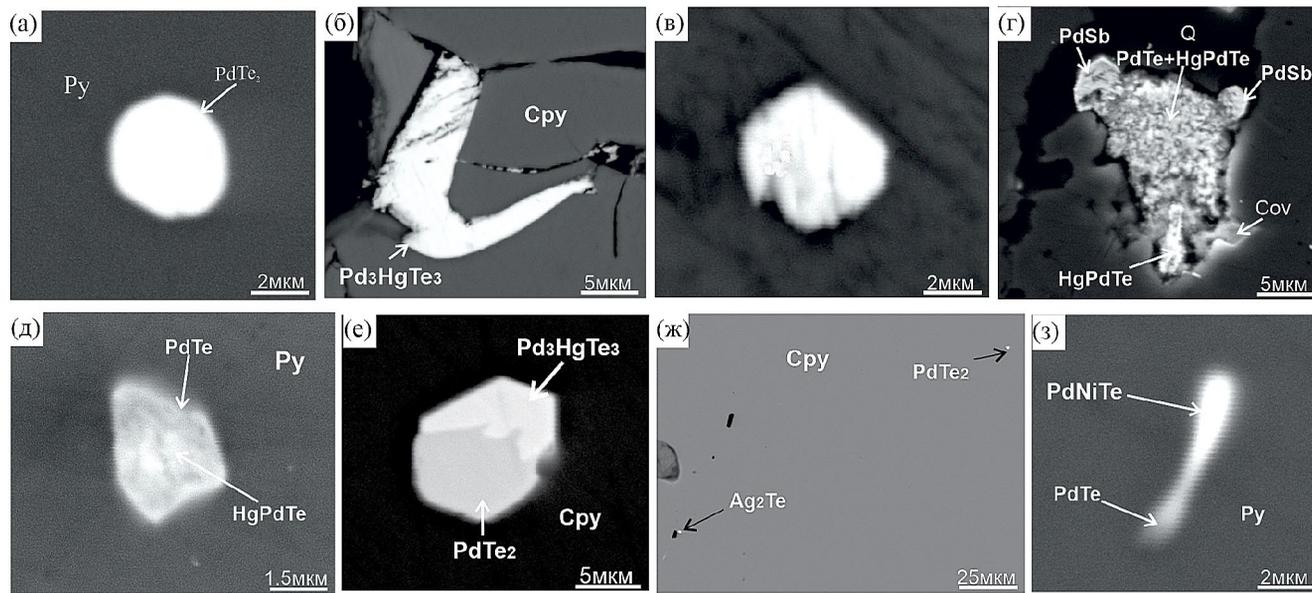


**Фиг. 11.** Микровключения палладиевых минералов в эпидот-альбитовой (а), магнетитовой (б) и сульфидной (г) матрице: а, б – россыпь каплевидных включений котульскита, темагаммита и изомертиита (обр. 475 и А-121); в – включение самородного осмия на поверхности халькопирита в дефекте (обр. А-121); г – кристалл платиносодержащего меренскиита (обр. 342-1).

*сперрилит*. Он установлен преимущественно в магнетите в ассоциации с ранним пиритом, реже в виде прожилков в пирите. Размеры включений не превышают 10 мкм. В ряде случаев сперрилит находится в сростаниях с темагамитом и меренскиитом, в связи с чем в его составе наблюдаются нехарактерные примеси Pd

и Te. Химический состав довольно стабилен (мас. %): Pt 54.58–56.83 (ср. 55.86), As 41.40–43.71 (42.33), Pd 0.01–2.63 (1.58), Te 0.05–1.89 (1.63), формула  $Pt_{1.00-1.05}As_{1.95-2.00}$ .

Палладиевые минералы содержатся в виде субмикроскопической вкрапленности размером до 10 мкм и облаковидных скоплений в дефектах

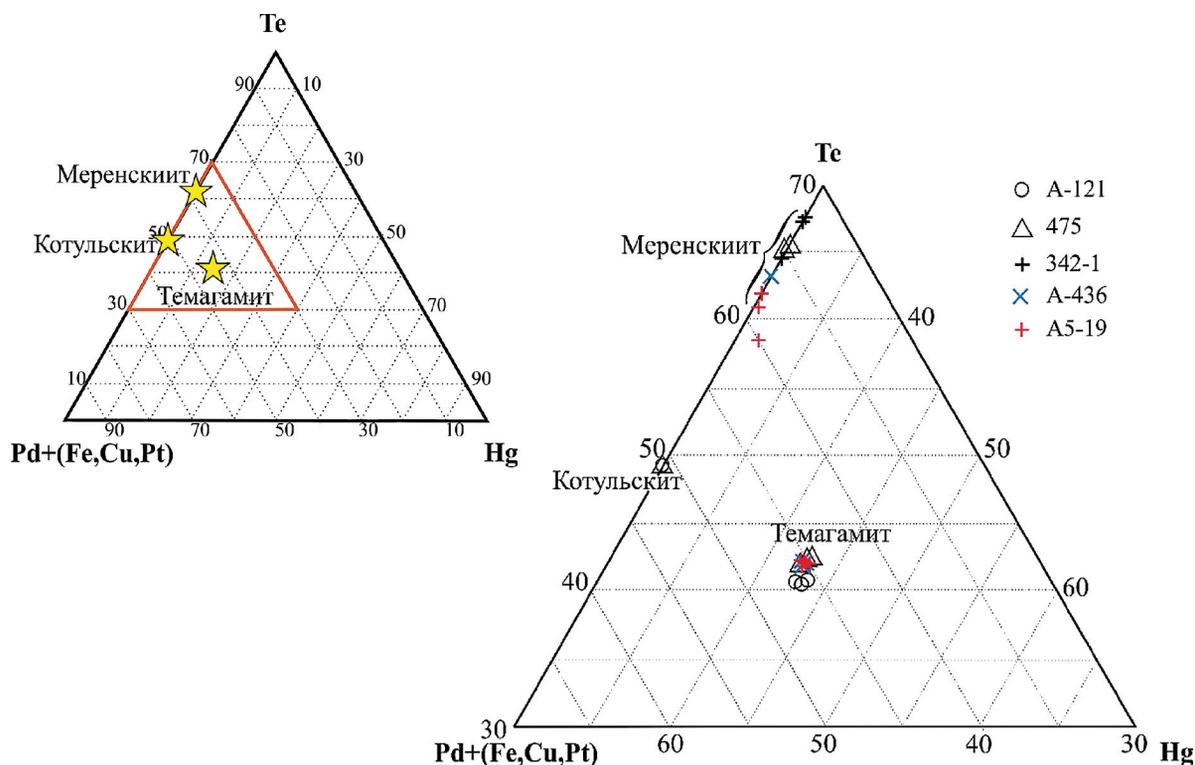


**Фиг. 12.** Теллуриды палладия в рудах Василювского рудопроявления: а – изометричная “капля” меренскиита в пирите (обр. А-436); б – темагамит в дефекте халькопирита (А-436); в – псевдогексагональный кристалл меренскиита с микрокаплей висмута в хлорит-альбитовом прожилке (А5-19); г – агрегат со структурой распада меренскиит-темагамит, по периферии которого образуются кристаллы минералов типа садберрита (PdSb) в кварцэпидотовом метасоматите (А5-19); д – кристалл сложного состава (меренскиит-темагамит) в пирите А5- 9); е – гексагональный биминеральный кристалл (меренскиит + темагамит) в халькопирите (А5-19); ж – микронная вкрапленность теллуридов Ag и Pd в халькопирите (А5-19); з – Ni-Pd-теллурид в пирите.

**Таблица 3.** Представительные результаты рентгеноспектрального микроанализа теллуридов палладия и стибипалладинита (мас.%) Василювского проявления

	Минерал	Образец	S	Fe	Cu	As	Pd	Sb	Te	Pt	Hg	Сумма	Эмпирическая формула
1	Меренскиит	А5-19 <sup>1</sup>	0.04	1.2	1.4		28.8		68.4	0.8		100.6	$Pd_{0.95}Cu_{0.07}Fe_{0.08}Pt_{0.01}Te_{1.88}$
2	То же	А-436 <sup>1</sup>	0.4	2.2			28.9		69.4	0.0		100.8	$Pd_{0.94}Fe_{0.14}Te_{1.88}S_{0.04}$
3	>>	342-1 <sup>2</sup>					25.0		69.6	5.4		100.0	$Pd_{0.87}Pt_{0.1}Te_{2.03}$
4	Темагамит	А5-19 <sup>1</sup>	0.0	1.7	1.6		34.6		42.0	0.0	21.3	101.2	$Pd_{2.79}Hg_{0.91}Fe_{0.26}Cu_{0.21}Te_{2.82}$
5	То же	А-436 <sup>1</sup>		1.8			34.5		42.1	0.0	22.2	100.6	$Pd_{2.85}Hg_{0.97}Fe_{0.28}Te_{2.9}$
6	>>	475 <sup>3</sup>		1.1			35.6		42.0		21.9	100.6	$Pd_{2.95}Hg_{0.96}Fe_{0.2}Te_{2.9}$
7	Котульскит (+пирит)	А-121 <sup>3</sup>	7.8	6.9	0.7		39.3		45.8			100.7	$Pd_{0.99}Te_{0.96}$
8	Стибиопалладинит	А-121 <sup>3</sup>				7.1	71.6	24.1				102.8	$Pd_{4.88}(Sb_{1.43}As_{0.69})_{2.12}$

Примечание. Кристаллохимическая формула котульскита (ан. 7) пересчитана с вычетом матрицы пирита. Анализы выполнены: <sup>1</sup> – в ИЭМ РАН на Tescan VEGA-II XMU с ЭДС INCA Energy 450, аналитик Д.А. Варламов; <sup>2</sup> – в ИГЕМ РАН на JSM-5610LV с ЭДС JED-2300, аналитик Л.А. Левицкая; <sup>3</sup> – в ИГ Коми НЦ УрО РАН на Tescan Vega 3 LMN с ЭДС X-Max, аналитик А.С. Шуйский.



Фиг. 13. Положение фигуративных точек составов минералов ЭПГ Василиновского проявления на треугольной диаграмме для теллуридов.

главных оксидов и сульфидов ассоциации: магнетите, пирите и халькопирите (фиг. 10б, 11, 12). Форма выделений минералов палладия либо изометричная и каплевидная, либо имеет отчетливую кристаллографическую огранку (фиг. 11,12).

Строение и состав обособлений минералов ЭПГ часто неоднородные. ЭПГ представлены тремя устойчивыми по составу и наиболее распространенными в рудах минералами: меренскиитом, котульскиитом и темагамитом (фиг. 12, табл. 3). Интересно, что они могут как срастаться контактно (рис. 12 е), так и образовывать подобие структур распада (фиг. 12 г, д). В некоторых случаях к палладию может добавляться Ni и Pt (фиг. 12 з, фиг. 13), а теллур может замещаться сурьмой и мышьяком (фиг. 12 г, табл. 3). По элементам-примесям и характеру сростаний выделения *меренскиита*, согласно оценке (Шайбеков и др., 2023), можно разделить на два типа: содержащий примеси Ni, Pt, Ag, Sb и включающий примеси только Ag, Bi, Sb. Первый тип приурочен к измененным габбро, содержащим магнетит, и локализован в пирите, нередко в сростках со сперрилитом, темагамитом, котульскиитом, пирротинном и халькопиритом. Второй – встречается в пирите кварц-хлорит-эпидотовых жил

и прожилков, реже в кварце, эпидоте, хлорите и зачастую – в тесных сростаниях с минералами меди.

*Темагамит* является вторым по распространенности платиноидом и наиболее часто встречающимся ртутьсодержащим минералом. Темагамит, как и меренскиит, можно разделить на два типа, вероятно образовавшихся с незначительным разрывом во времени (Шайбеков и др., 2023). Оба типа представлены изометричными и субидiomорфными зернами размером 1–20 мкм. Первый тип, развитый в магнетитсодержащих породах, преимущественно локализуется в магнетите, пирите или халькопирите и нередко находится в сростках со сперрилитом, второй же является более поздним, и темагамит находится в виде включений в пирите, халькопирите, борните и по контактам их выделений. При этом темагамит часто образует тонкие сростания с гесситом, меренскиитом, колорадоитом и нередко, наряду с меренскиитом, образует небольшие вкрапления в кварц-хлорит-эпидотовых прожилках. Несмотря на частые сростания с другими платиноидами, его химический состав довольно стабилен (мас. %): Pd 33.82–36.09 (ср. 35.00), Hg 16.17–22.89 (ср. 21.36), Te 38.55–47.92

(ср. 42.44), Sb 0–4.21 (ср. 1.15), Ag 0–1.58 (ср. 0.76), в единичном случае установлена примесь Bi (1.8) и As (0.77); формула  $(\text{Pd}_{2.91-3.00}\text{Ag}_{0-0.10})_{2.91-3.03}\text{Hg}_{0.72-1.03}(\text{Te}_{2.73-3.33}\text{Sb}_{0-0.25})_{2.73-3.33}$ .

*Котульскит* представлен висмут-содержащей и безвисмутовой разновидностями и образует изометричные, реже угловатые сечения размером от 1 до 12 мкм в пирите, ассоциируя с халькопиритом и борнитом. Котульскит преимущественно находится в сростках с меренскиитом, темагамитом и мончеитом, лишь в единичных случаях наблюдаются его самостоятельные выделения. Химический состав котульскита (мас. %): Pd 43.03–44.72 (ср. 44.08), Te 50.33–57.79 (ср. 52.96), Bi 0–4.28 (ср. 3.23), Ag 0–1.41 (ср. 0.95), Sb 0–1.1 (ср. 0.79), в единичном случае отмечена примесь Hg (1.31); формула  $(\text{Pd}_{0.96-0.98}\text{Ag}_{0-0.03})_{0.98-1.00}(\text{Te}_{0.94-1.00}\text{Bi}_{0-0.05}\text{Sb}_{0-0.02})_{1.00-1.02}$ .

*Стибиопалладинит* и *сопчеит* установлены в виде единичных мельчайших зерен в пирите. Первый отмечен в трещине в пирите эпидот-хлорит-кварцевых жил, в ассоциации с халькопиритом и кварцем. Размеры его не превышают 5 мкм, по химическому составу соответствует стибиопалладиниту (мас. %): Pd 64.49, Sb 28.08, As 2.30, Ag 1.58; формула  $(\text{Pd}_{4.88}\text{Ag}_{0.11})_{4.99}(\text{Sb}_{1.77}\text{As}_{0.24})_{2.01}$  и мышьяковистому стибиопалладиниту  $\text{Pd}_{4.88}(\text{Sb}_{1.43}\text{As}_{0.69})_{2.12}$ . Сопчеит (4 мкм) установлен в виде сростка с гесситом и сфалеритом, в обрамлении борнита, в пирите (Шайбеков и др., 2023). Химический состав близок к стехиометричному (мас. %): Ag 36.95, Pd 24.35, Te 37.90, Sb 0.79; формула имеет вид  $\text{Ag}_{4.31}\text{Pd}_{2.88}(\text{Te}_{3.74}\text{Sb}_{0.08})_{3.82}$ .

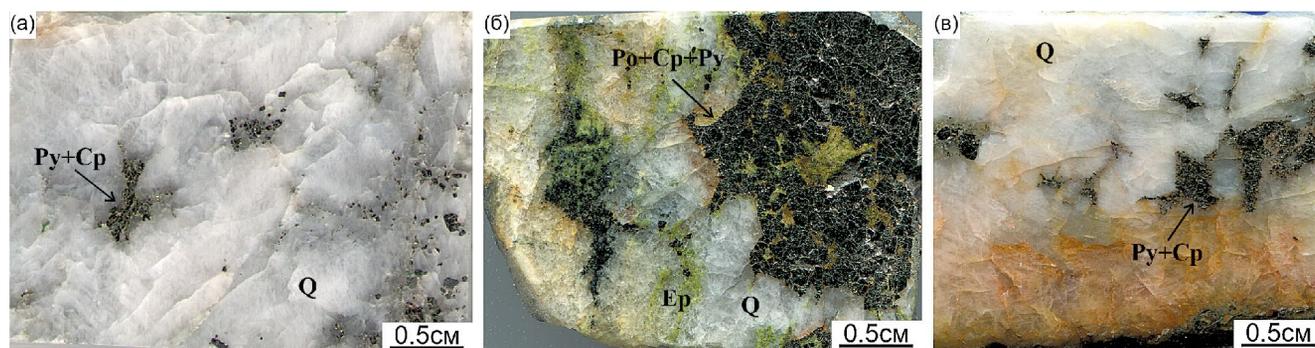
Таким образом, для палладия отмечается целая серия его минералов: теллуриды палладия (меренскиит, темагамит, котульскит), антимониды палладия (стибиопалладинит, садбериит), арсеноантимониды палладия (мышьяковистый

стибиопалладинит, изомертиит), Pd-Ag теллурид – сопчеит  $\text{Ag}_4\text{Pd}_3\text{Te}_4$ . Такое морфоструктурное и химическое разнообразие палладиевых фаз позволяет предполагать различные времена и механизмы их образований.

**Полисульфидно-полевошпат-кварцевая и полисульфидно-карбонатно-кварцевая** ассоциации представлены жилами мощностью до 30 см. Сульфиды, как правило, образуют вкрапленность и реже – гнезда (до 5 см), приуроченные к зальбандовым частям жил (фиг. 14). Разделение этих двух ассоциаций условно, так как в жилах количественные соотношения кварца, полевого шпата и карбоната сильно изменчивы.

Теллуриды золота и серебра и самородное золото обычно распространены в виде мелких (первые микроны) включений в главных сульфидах полисульфидно-полевошпат-кварцевой ассоциации (фиг. 14, 15): в пирите, халькопирите, галените, иногда в сфалерите и по микротрещинкам – в магнетите. Включения самородного золота имеются в альбите. В некоторых случаях оно локализуется в продуктах окисления первичных сульфидов и в качестве примеси содержит ртуть, а в сростании с Cd-сфалеритом (фиг. 15е) установлен теллурид серебра, который содержит примесь Se; в обр. 475 также установлен селенитый аргентит (табл. 4).

Количественные анализы состава Au-Ag минералов выполнены в образцах с палладиевой минерализацией (обр. 475, А-121), где они имеют отчетливо поздний характер (локализируются в дефектах, микротрещинах и более позднем альбите). Пробность золота изменяется от 750 до 970. В одном из палладий-содержащих образцов (обр. 475) в альбите установлена мелкая вкрапленность самородного серебра (около 1 мкм). Там же в альбите обнаружена микровкрапленность самородного висмута (3 мкм), а в дефекте кристалла

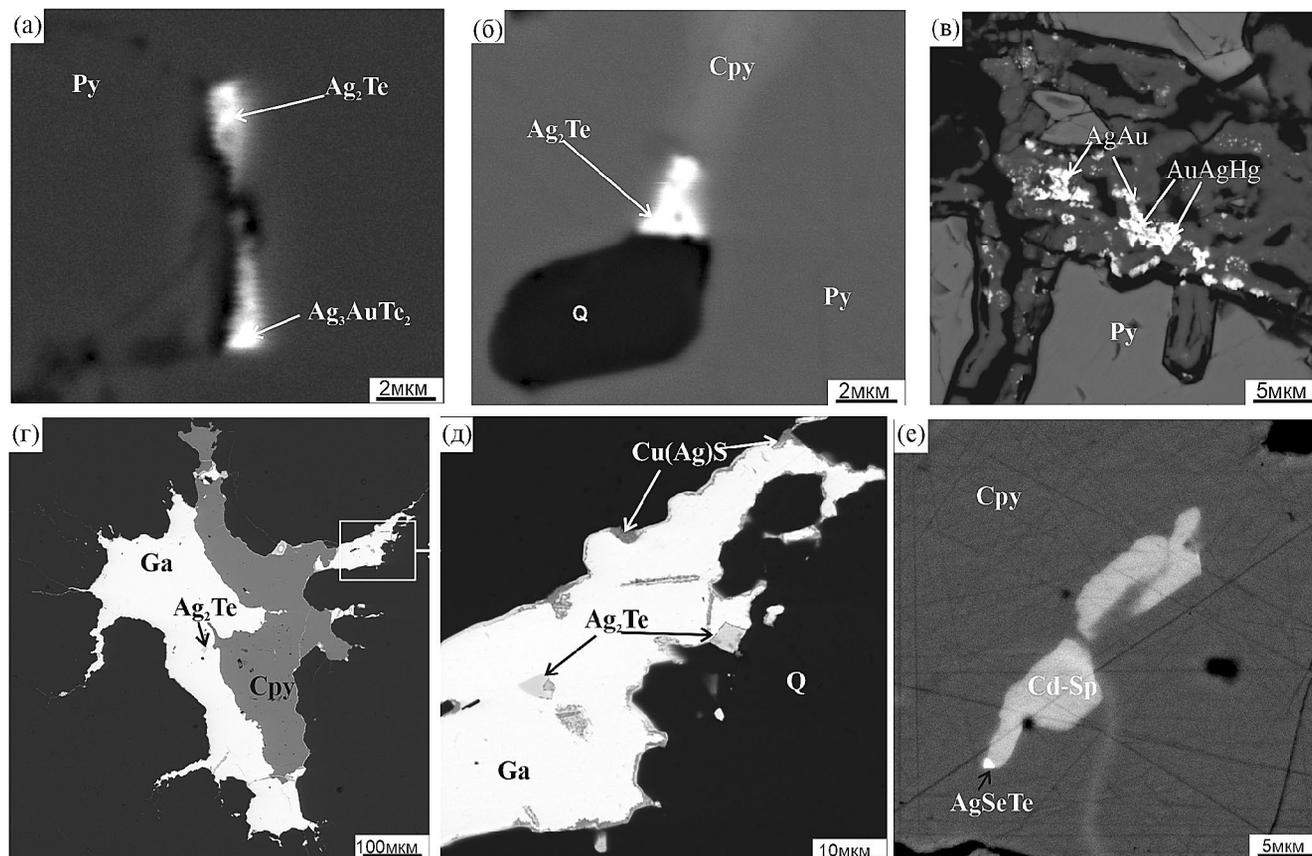


Фиг. 14. Жильные образования полисульфидно-полевошпат-кварцевой (а – обр. А17-01-1, в – А17-19) и полисульфидно-карбонатно-кварцевой (б – обр. 870) ассоциаций.

Таблица 4. Состав Ag-Au минералов (мас. %) в рудах рудопроявления Василюновское

Образец	S	Fe	Cu	Ag	Au	Te	Hg	Se	Total	пробность	Примечание
1				14.5	83.5		5.9		103.9	803	
2				3.1	97.2				100.2	969	
3			0.7	8.6	92.7				101.9	910	
4				7.4	92.3				99.7	926	Золото в магнетите
5				9.4	90.6				101.7	907	то же
6				8.1	90.8				98.9	918	>>
8				3.9	96.1				100	961	>>
9				23.0	77.0				100	770	>>
10				15.8	86.0				100	845	>>
11				14.7	79.2		6.1		97.8	843	>>
12				17.6	82.4				100	825	>>
13				44.0	44.3		11.7		100	502	На поверхности зерна пирита
14				5.4	94.6				100	947	Золото в халькопирите
15				23.0	72.5				100	759	Золото в пирите
16				15.0	82.1				97.1	846	
17				3.2	97.0				100.2	968	
18				4.4	92.6				97.0	954	
19	14.6			85.4					100		Аргентит
20	11.9	7.2		78.5				2.6	100.2		Селенистый аргентит
21	4.2	4.1	4.8	49.5		38.9			101.5		Гессит в халькопирите

Примечание. Присутствие в анализах Fe, S, Cu обусловлено захватом вмещающей матрицы вследствие малых размеров исследуемых фаз. Анализы выполнены на сканирующем электронном микроскопе (аналитик А.С. Шуйский, Сыктывкар) и на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV с ЭДС JED-2300 (аналитик Л.А. Левицкая, ИГЕМ РАН).



**Фиг. 15.** Теллуриды золота и серебра в рудах проявления Василиновское. а, б – микровключения гессита и петцита в пирите из полевошпат-кварцевого метасоматита (А9-19); в – Au-Ag-Hg-минералы в гидрооксидах железа, замещающих пирит в кварцево-жильном образовании (А17-01); г, д – микровключения гессита в галените из полисульфидно-кварцевого образования (А11-19); е – Ag-Se-Te фаза в сростании с Cd-сфалеритом в халькопирит-кварцевой жиле (А17-19).

магнетита – самородное олово (3мкм). Содержания золота в рудах составляют, главным образом, десятые доли г/т, реже достигают ~1 г/т (табл. 1); содержания серебра в большинстве случаев составляют первые г/т.

*Сфалерит* поздних ассоциаций образует единичные ксеноморфные включения (до 50 мкм) в халькопирите. Весь проанализированный сфалерит (табл. 5) оказался Cd-содержащим: он содержит 3–6, вплоть до 22 мас. % Cd. С ним зачастую ассоциирует *гринокит* (табл. 5) – обычный минерал высокотемпературных fumaroll островных дуг и, с другой стороны, он нередко развивается как вторичный по Cd-сфалериту в зонах окисления сульфидных месторождений.

#### ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В СУЛЬФИДАХ ВАСИЛИНОВСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ

Профильная (бороздовая) абляция индивидуальных зерен сульфидов (в основном пирита)

и их сростаний методом LA-ICP-MS показала, что для **пирита** всех ассоциаций характерна примесь Co (табл. 6), но количественно его примесь резко преобладает только в магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации (до 1.2 мас. %). Распределение Co в пирите здесь зонально, причем иногда наблюдаются зоны с преобладанием кобальта над железом (возможно, присутствует катерит –  $\text{CoS}_2$ , фиг. 16).

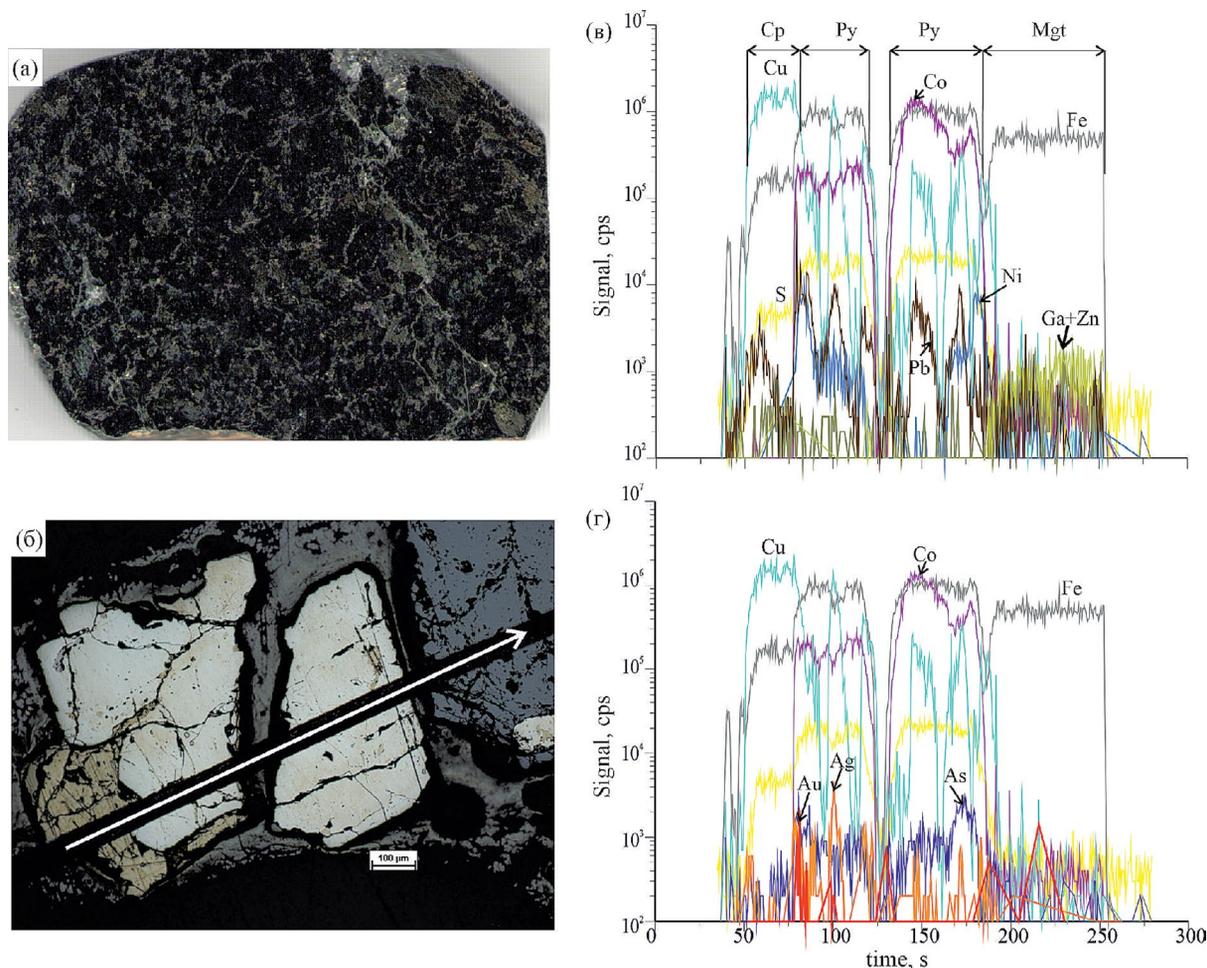
Примесь Ni умеренно высокая (400–800 ppm) в раннем пирите и снижается до 16–90 ppm в более позднем; она распределена неравномерно (фиг. 16, 17). Сходным образом ведет себя As в пирите (в раннем до 790, в позднем 30–40 ppm).

Примесь Se, напротив, возрастает в пирите поздней полисульфидно-полевошпат-кварцевой ассоциации (до 207 ppm). Такие элементы, как Pd, Te, Zn, Cd, Pb, Bi и Ag, Au образуют в пирите разрозненные мелкие минеральные включения и проявляются на профилях отдельными пиками (фиг. 18).

Таблица 5. Состав сфалерита и гринокита (мас. %) рудопроявления Василюновское

№ обр.	Ассоциация, минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	As	Cd	Sb	Сумма	FeS*	Кристаллохимическая формула	
														сфалерит
Гринокит														
1	A5-19	Магнетит-халькопирит-пиритовая	32.51	2.55	0.00	0.00	1.98	58.99	0.30	3.93	0.00	100.26	4.82	$Zn_{0,89}Fe_{0,04}Cu_{0,03}Cd_{0,03}S_{1,00}$
2			32.70	3.66	0.02	0.00	1.90	56.50	0.37	4.87	0.17	100.19	7.05	$Zn_{0,85}Fe_{0,06}Cu_{0,03}Cd_{0,04}S_{1,0}$
3			32.72	1.16	0.00	0.00	0.52	60.23	0.47	3.99	0.11	99.20	2.20	$Zn_{0,92}Fe_{0,02}Cu_{0,01}Cd_{0,04}S_{1,01}$
4			33.39	1.29	0.00	0.00	0.51	61.78	0.00	3.14	0.00	100.11	2.39	$Zn_{0,92}Fe_{0,02}Cu_{0,01}Cd_{0,03}S_{1,02}$
5	A-121	Магнетит-халькопирит-пиритовая	33.18	1.30	0.00	0.00	0.76	62.23	0.00	3.17	0.00	100.64	2.40	$Zn_{0,93}Fe_{0,02}Cu_{0,01}Cd_{0,03}S_{1,01}$
6			33.25	1.20	0.00	0.00	0.65	61.29	0.00	3.09	0.00	99.48	2.25	$Zn_{0,92}Fe_{0,02}Cu_{0,01}Cd_{0,03}S_{1,02}$
7			33.44	1.98	0.00	0.00	1.41	58.63	0.00	4.01	0.00	99.47	3.82	$Zn_{0,88}Fe_{0,04}Cu_{0,02}Cd_{0,04}S_{1,02}$
8			32.99	1.77	0.00	0.00	1.30	58.47	0.00	4.96	0.00	99.49	3.42	$Zn_{0,89}Fe_{0,03}Cu_{0,02}Cd_{0,04}S_{1,02}$
9	A17-01-02	Полисульфидно-полевошпат-кварцевая	34.17	3.90	0.00	0.00	2.10	54.99	0.60	5.52	—	101.34	7.65	$Zn_{0,81}Fe_{0,07}Cu_{0,03}Cd_{0,05}S_{1,03}$
10			32.11	2.61	0.00	0.00	1.80	58.94	0.00	5.98	—	101.48	4.93	$Zn_{0,89}Fe_{0,05}Cu_{0,03}Cd_{0,05}S_{0,99}$
11			32.51	2.40	0.00	0.00	0.81	55.07	0.42	5.81	—	97.08	4.85	$Zn_{0,86}Fe_{0,04}Cu_{0,01}Cd_{0,05}S_{1,03}$
12			33.09	2.42	0.14	0.00	1.35	59.07	0.42	5.51	—	102.00	4.56	$Zn_{0,85}Fe_{0,04}Cu_{0,02}Cd_{0,05}S_{1,0}$
13	A17-19	Полисульфидно-карбонатно-кварцевая	31.53	3.58	0.00	0.05	2.54	55.00	0.15	5.50	—	98.34	7.09	$Zn_{0,85}Fe_{0,06}Cu_{0,04}Cd_{0,05}S_{0,99}$
14			32.69	2.09	0.05	0.11	1.69	56.88	0.36	5.59	—	99.46	4.12	$Zn_{0,86}Fe_{0,04}Cu_{0,03}Cd_{0,05}S_{1,01}$
15			29.65	8.70	0.24	0.12	10.43	25.25	0.00	22.47	—	96.85		$Cd_{0,22}Zn_{0,42}Fe_{0,17}Cu_{0,18}S_{1,01}$
16			24.92	4.55	0.00	0.08	4.26	10.09	0.15	56.21	—	100.26		$Cd_{0,63}Zn_{0,2}Fe_{0,1}Cu_{0,08}S_{0,98}$
17	24.69	4.03	0.18	0.12	4.34	12.12	0.00	52.00	—	97.47		$Cd_{0,59}Zn_{0,24}Fe_{0,09}Cu_{0,09}S_{0,98}$		
18	27.02	3.70	0.00	0.00	5.40	20.10	0.00	43.80	—	100.00		$Cd_{0,46}Zn_{0,36}Fe_{0,08}Cu_{0,1}S_{1,0}^{**}$		

Примечание. \* — мол.%, остальное — мас.%; \*\*Zn-гринокит; “—” элемент не определялся.

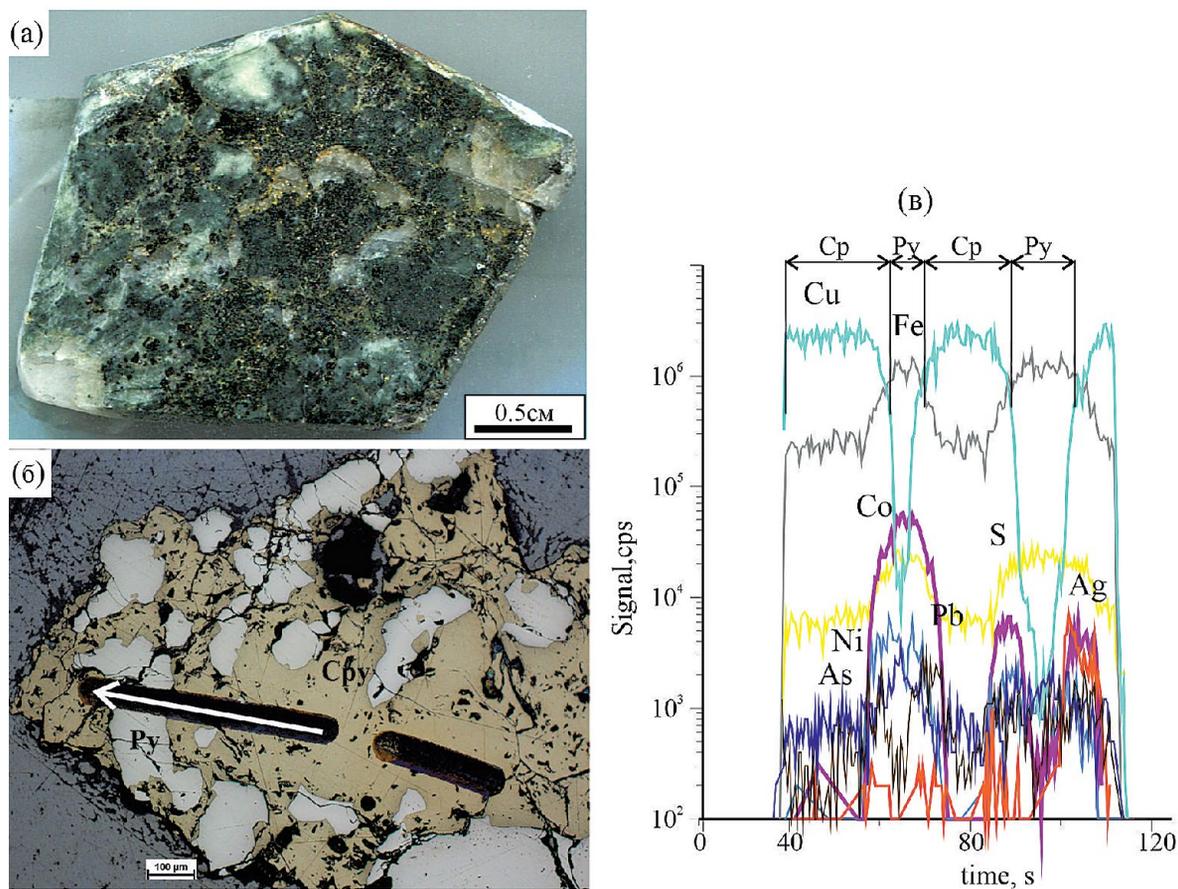


**Фиг. 16.** Магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация в метагаббро Василювского проявления: пирит-магнетитовая (с подчиненным халькопиритом) вкрапленность с обилием кобальта в пирите. Макро- (а) и микро- (б) фотографии, на (б) – показана линия лазерного прожига; в, г – распределение элементов-примесей в минералах (последовательно пройдены халькопирит→пирит (с участком, обогащенным Со)→магнетит (обр. А-342). Характерно зональное распределение кобальта, вплоть до появления существенно кобальтовых зон. Примесные элементы (Au, Ni, Pb и др.) преимущественно тяготеют к пограничным зонам минералов.

**Таблица 6.** Среднегеометрическое содержание (ppm) элементов-примесей в пирите Василювского и Подгорненского проявлений

Участок	Ассоциация*	Co	Ni	Cu	Zn	As	Se	Te	Pd	Ag	Tl	Pt	Au
Василювское рудопроявление	Магнетит-халькопирит-пиритовая (31)	117	56.2	43.0	5.9	63.7	53.7	0.004	0.009	0.04		0.008	0.002
	Полисульфидно-полевощпат-кварцевая (15)	101	1.8	11.9	0.75	60.4	111	0.14		0.004			0.002
Подгорненский	Средний карьер												
	Южный карьер												
	Халькопирит-(Со) пирит-кварцевая (4)	2952	26.7	16.0	6.7	82.3	55.0			0.002			
	Халькопирит-(Со) пирит-кварцевая (20)	2071	3.5	15.2	2.98	57.6	3.04	0.14		0.15	0.65		
	Халькопирит-пирит-кварцевая (17)	10.3	11.4	16.5	3.09	55.8	7.4	0.17		0.12	0.02		

Примечание. \* – в скобках количество анализов.



**Фиг. 17.** Метагаббро Василювского проявления с развитием магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации: пирит-халькопиритовая мелкогнездовая вкрапленность; пирит локально обогащен кобальтом. Макро- (а) и микро- (б) фотографии, на (б) показана линия лазерного прожига; в – распределение элементов-примесей в сростании халькопирит+пирит (обр. А5-19). Примеси Co, As, Ni (коэффициенты парной корреляции 0.6–0.7) локализуются в пирите, причем, зонально; Ag и Pb тяготеют к халькопириту (коэффициенты корреляции Ag-Pb-Cu 0.6–0.8).

В пирите поздней ассоциации (полисульфидно-полевошпат-кварцевой) установлены включения рутила с сагенитовой решеткой и значимой примесью вольфрама, а также ванадия и сурьмы (фиг. 19).

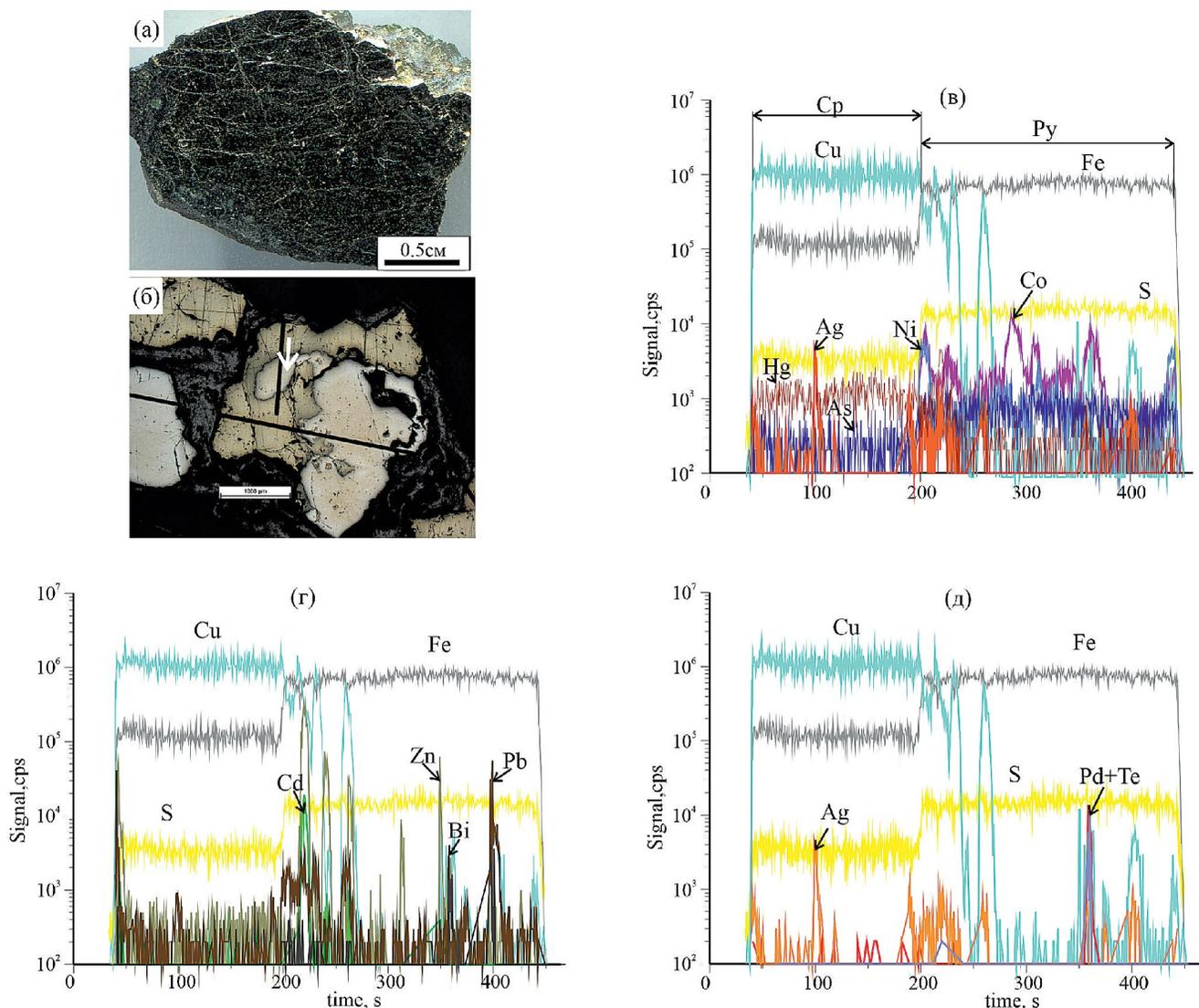
**Халькопирит** ранней ассоциации в единичных случаях содержит примесь молибдена до 2.4 ppm. “Всплески” содержания Ag в халькопирите всех ассоциаций рудопроявления по данным лазерной абляции довольно часты и составляют 5–50 ppm (фиг. 20). Для халькопирита поздних ассоциаций характерна примесь In (9–10 ppm), Sb (0.5–1.2 ppm) и Se (260–300 ppm).

**Пирротин** в рудах Василювского проявления встречается редко. Причем в ранних магнетит-халькопирит-пиритовых гнездовых скоплениях пирротин проявляется как более поздний минерал, развивающийся по микротрещинкам в кристаллах пирита (фиг. 21).

## ЭЛЕМЕНТЫ-ПРИМЕСИ В СУЛЬФИДАХ УЧАСТКА ПОДГОРНЕНСКИЙ

Непосредственно к югу (в ~1.5 км) от Василювского проявления находятся щебеночные карьеры Подгорненского месторождения строительного камня. Участок, отвечающий краевой части Собского батолита (см. фиг. 2), сложен диоритами и подчиненными габбро. В ходе осмотра карьеров в них были установлены зоны сильных вторичных изменений и сульфидная минерализация; они были опробованы (фиг. 22).

В отличие от Василювского проявления, в Подгорненском наблюдались две хорошо выраженные системы крутопадающих кварцевых жил: субмеридиональная и субширотная. Первая система выполнена жилами массивного однородного ожелезненного кварца, мощность которых в раздувах достигает 80 см. Вторая проявлена

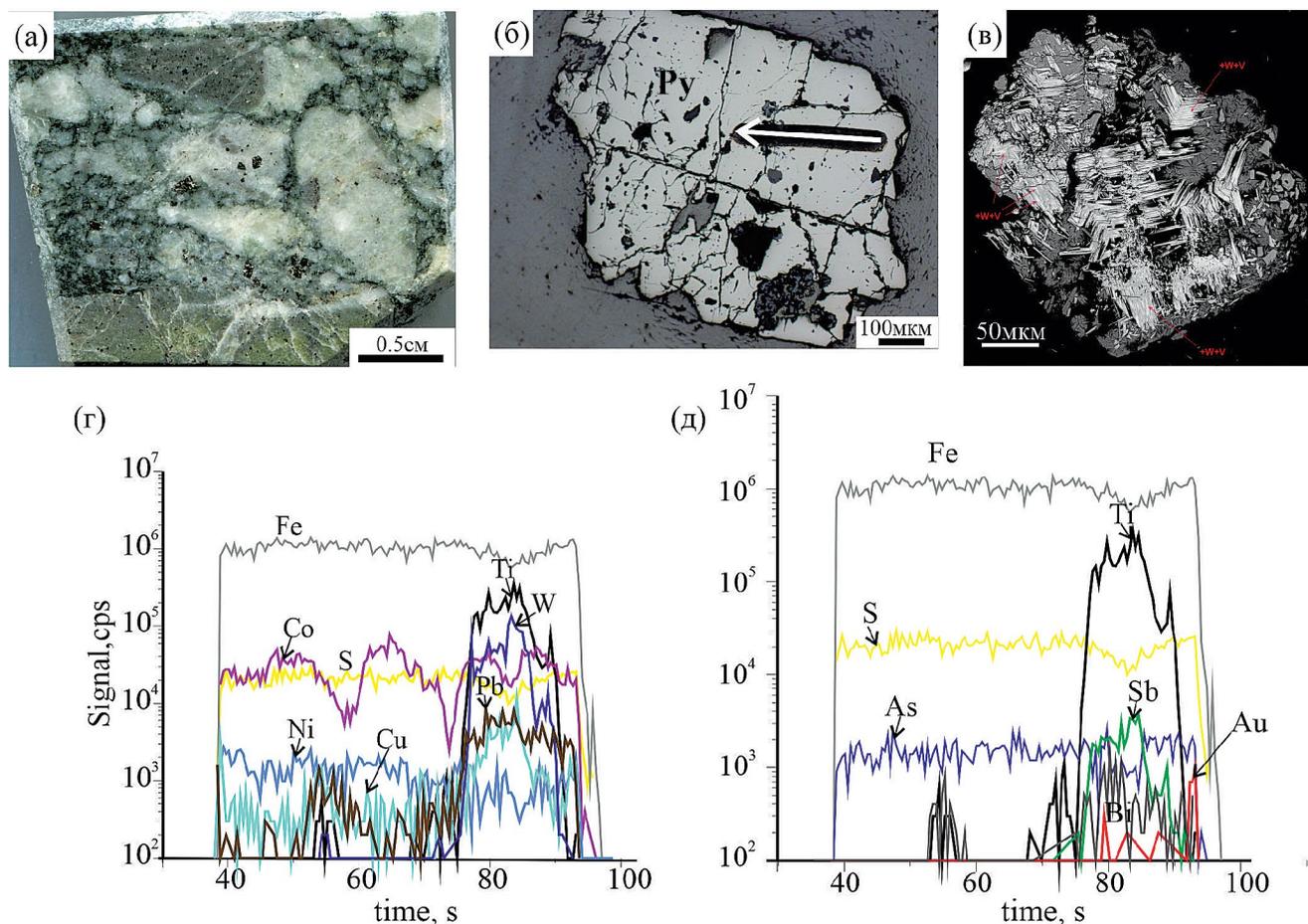


**Фиг. 18.** Метагаббро Василювского проявления с мелкогнездовой вкрапленностью пирита и халькопирита, насыщенного различными микровключениями, из магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации. Макро- (а) и микро- (б) фотографии, на (б) – показана линия лазерного прожига; в–д – распределение элементов-примесей в сростани халькопирит → пирит (показано на г и д по группам элементов для большей наглядности). Примеси Ag и Hg тяготеют к халькопириту; As, Co и Ni концентрируются в пирите, причем Co – зонально; в пирите встречаются включения сфалерита (пики Zn + Cd) и галенита (г) и теллуридов палладия (д) (обр. А-121).

в центральной части нижнего горизонта Южного карьера в виде системы субпараллельных жил мощностью до 20–30 см каждая, сложенных серым халцедоновидным кварцем с содержанием сульфидов до 60 об. % (фиг. 23). Исследование гидротермально-метасоматических образований данного рудопоявления указывает на более позднее отложение Au-Ag минерализации, запаздывающее по отношению к основному здесь медно-железо-скарновому гнездово-вкрапленному оруденению. На верхнем горизонте эта система жил также проявлена, но ее прожилки имеют значительно меньшую мощность (до 5–10 см), и сульфиды

(главным образом пирит) превращены в зоне гипергенеза в черный пластичный материал.

В целом, сульфидность в жильных и метасоматических образованиях участка Подгорненский 3–5 об.%; широко распространены жильные образования, сложенные халцедоновидным кварцем. По данным пробирного анализа, содержание в рудах составляет Au 0.007 ppm и Pd 0.003–0.011 ppm, а по результатам лазерного сканирования в пирите изредка встречается примесь ~0.3–1.1 ppm Pt (фиг. 24), т.е., в целом, геохимическая специализация минерализованных

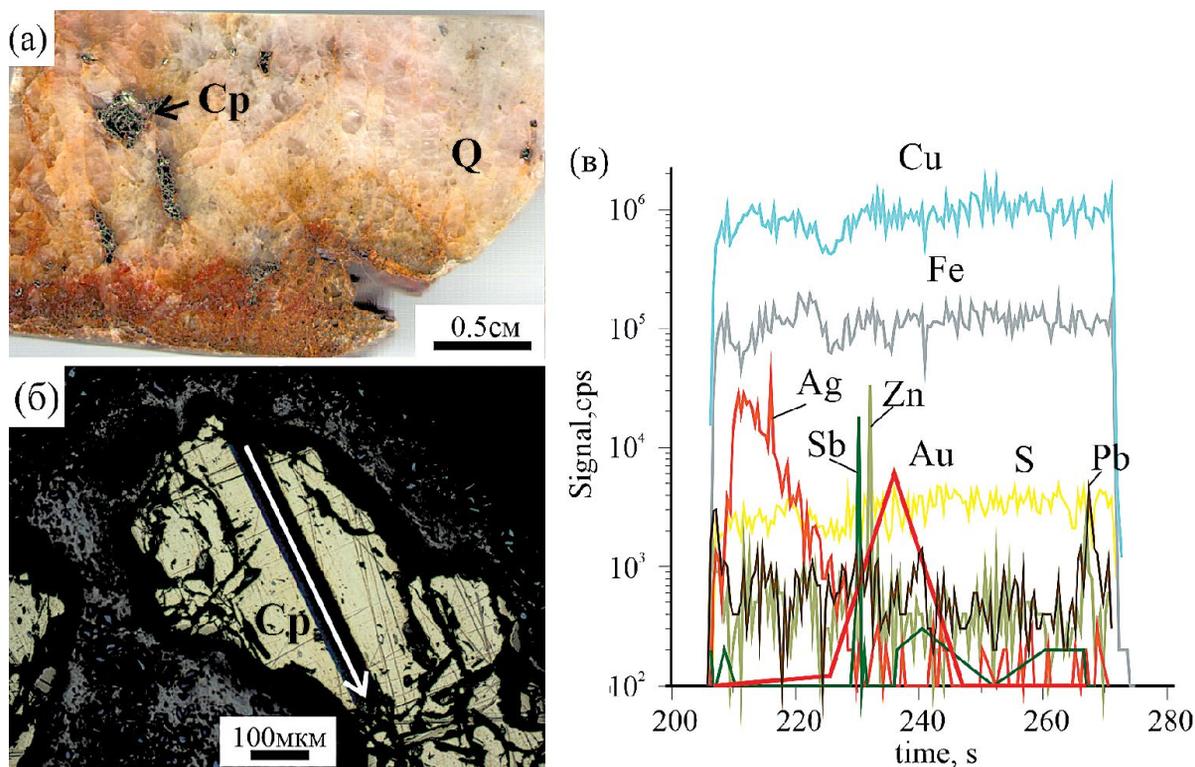


**Фиг. 19.** Полисульфидно-полевошпат-кварцевая ассоциация в сильно измененном (альбитизация, окварцевание, эпидотизация) габбро с пиритовой вкрапленностью. Макро- (а) и микро- (б) фотографии, на (б) – показана линия лазерного прожига; в – бывший титаномagnetит, представленный сростаниями магнетита, ильменита и рутила; г, д – распределение элементов-примесей в пирите (обр. А9-19). Характерны зональное распределение Co и Ni, высокие значения коэффициентов парной корреляции между As, Co, Ni – 0.7–0.8. Обнаруженные на сканирующем микроскопе зерна рутила с зонами, обогащенными W, V и Sb, на лазерном профиле проявились пиками Ti, W, Sb, а также Pb и Cu, между которыми значения коэффициентов корреляции составляют 0.6–0.9.

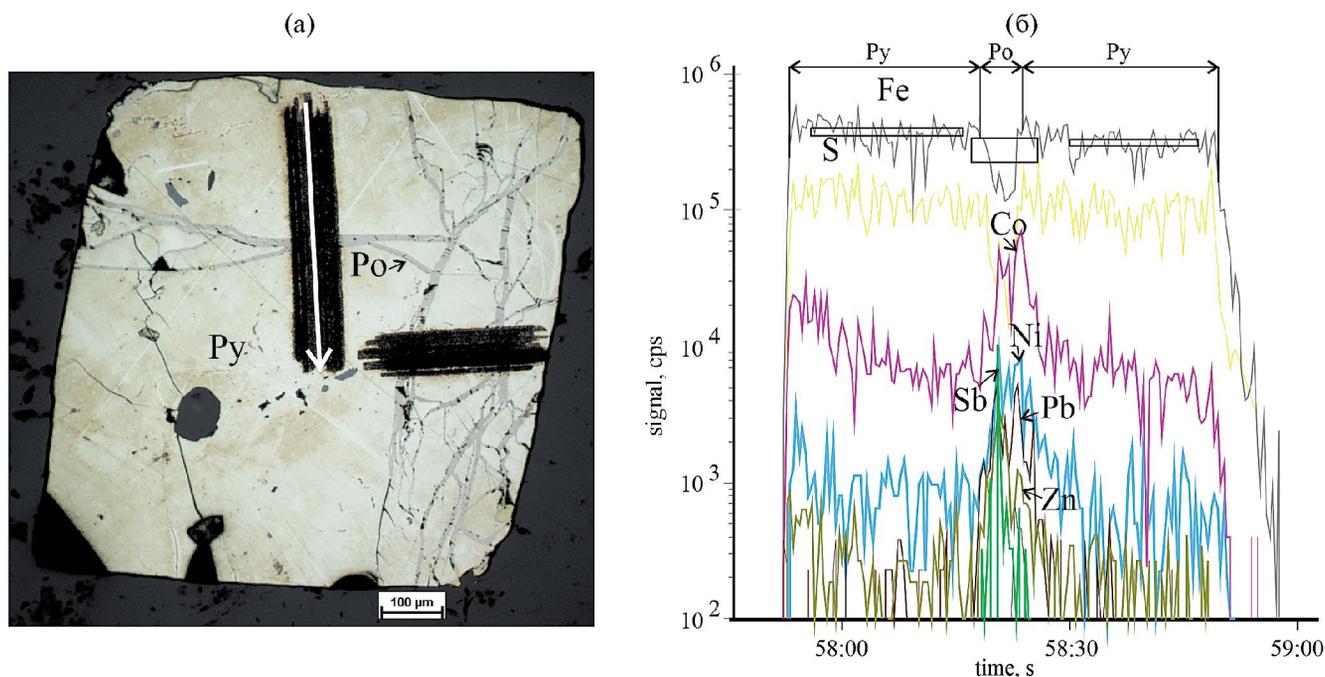
**Таблица 7.** Среднегеометрическое содержание (ppm) элементов-примесей в халькопирите Василюновского и Подгорненского проявлений

Участок	Ассоциация*	Co	Ni	Zn	As	Se	Ag	Cd	In	Sn	Te	Tl	Bi
Василюновское рудопроявление	Магнетит-халькопирит-пиритовая (24)	0.05	0.03	139	102	131	1.9	0.2	0.3	0.03			0.04
	Полисульфидно-полевошпат-кварцевая (11)	0.1	0.1	228	106	256	8.9	3.7	8.5	0.1			0.02
Подгорненский	Средний карьер Халькопирит-(Co) пирит-кварцевая (13)	0.02	0.02	210	135	181	2.9	1.8	5.7	0.1			0.04
	Южный карьер Халькопирит-пирит-кварцевая (15)	0.07	0.3	706	70	2.4	20.6	8.8	0.1	0.5	2.7	0.02	0.09

Примечание. \* – в скобках количество анализов.



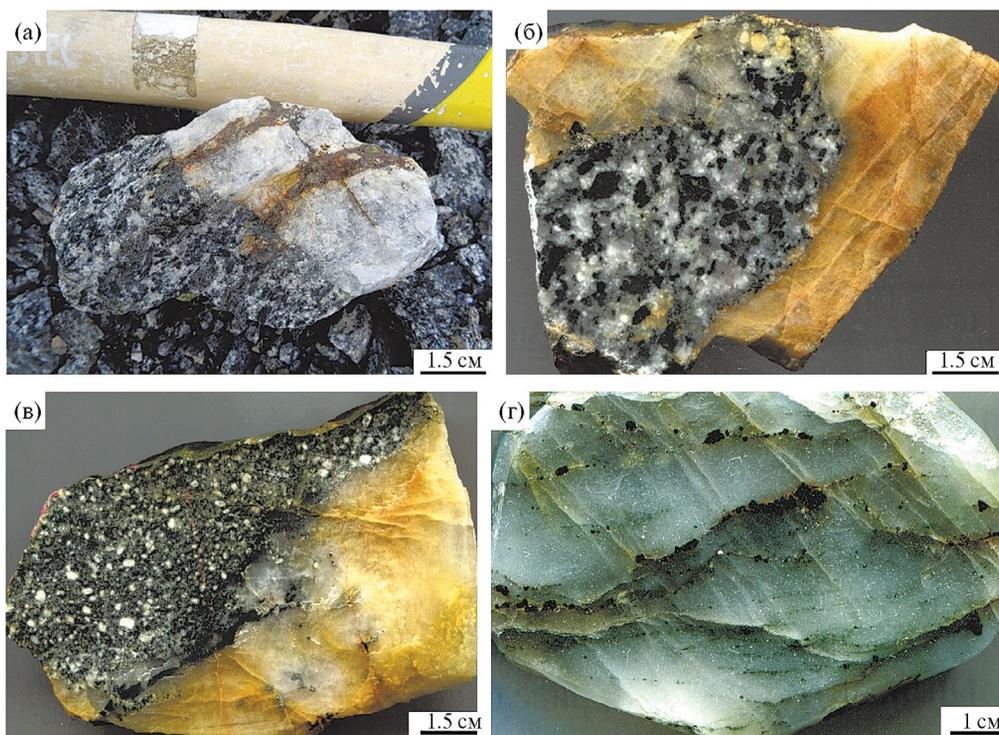
**Фиг. 20.** Распределение элементов-примесей в халькопирите полисульфидно-карбонатно-кварцевой ассоциации Василиновского рудопоявления. а – сульфидно-кварцевая жила; б – профиль лазера; в – распределение элементов по профилю (обр. А17-01). Высокая корреляционная зависимость (0.8) только между Cu и In, остальные всплески – минеральные включения. Усредненные содержания составляют: Au = 0.23 ppm, Ag = 8.32 ppm, In = 10.8 ppm, Se = 291 ppm.



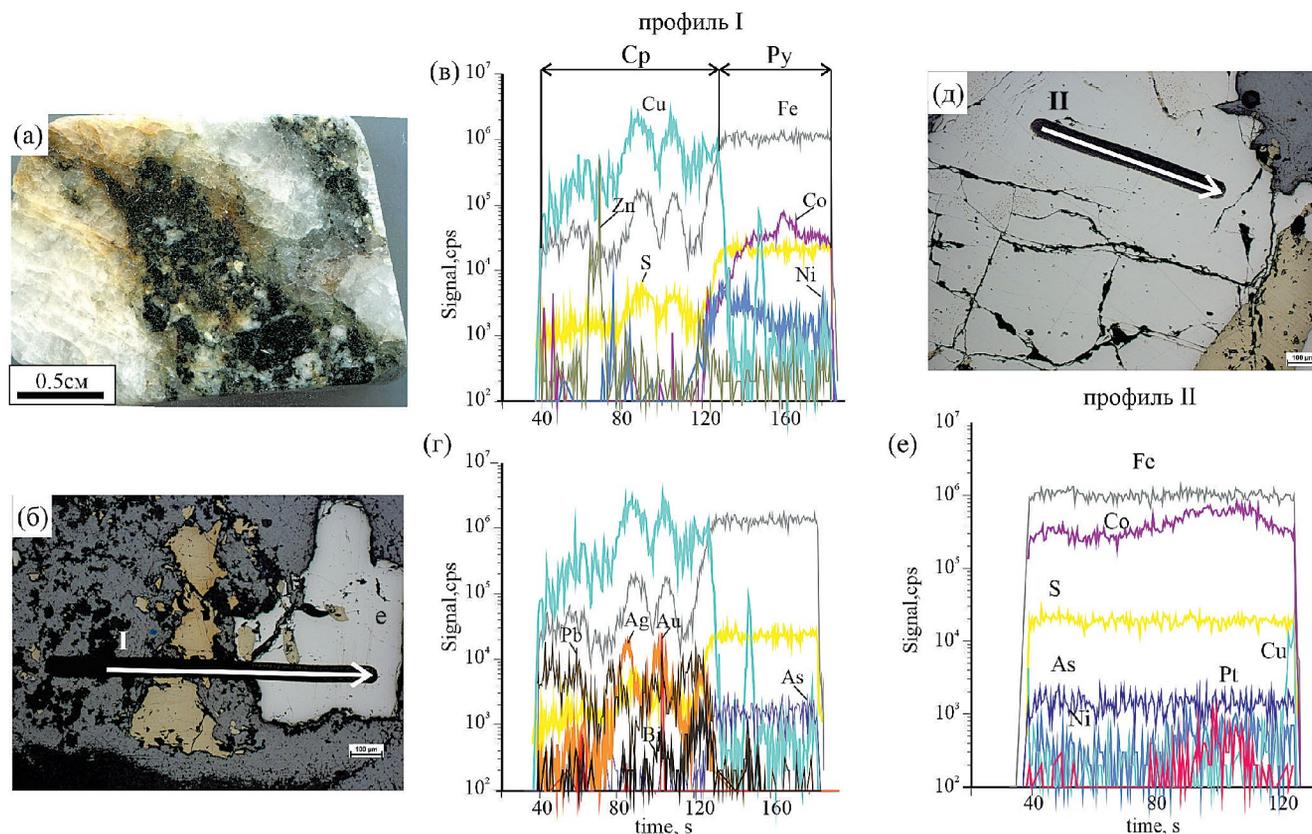
**Фиг. 21.** Элементы-примеси в пирите с микропрожилками пирротина из магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации: Co = 151–628 ppm, Ni = 151–1019 ppm, Sb = 0–6.6 ppm. Максимальные содержания примесей приурочены к пирротинным микропрожилкам (обр. 1228).



**Фиг. 22.** Схема отбора каменного материала на карьерах участка Подгорненский (справа – карьер Средний, слева – Южный).



**Фиг. 23.** Типы гидротермальных образований участка Подгорненский и их взаимоотношения с магматическими образованиями. а – разнейсованные габброиды пересекаются кварцевой жилой (5 см), которая, в свою очередь, вкрест простирается пересечена субпараллельными сульфидными прожилками; б – фрагмент габброидов цементируется железненным кварцем (обр. А3-4-19); в – поздняя порфировидная дайка пересекается кварцем (обр. А3-11-19); г – фрагмент жилы халцедоновидного кварца с линейной сульфидной вкрапленностью (обр. А3-12-19).



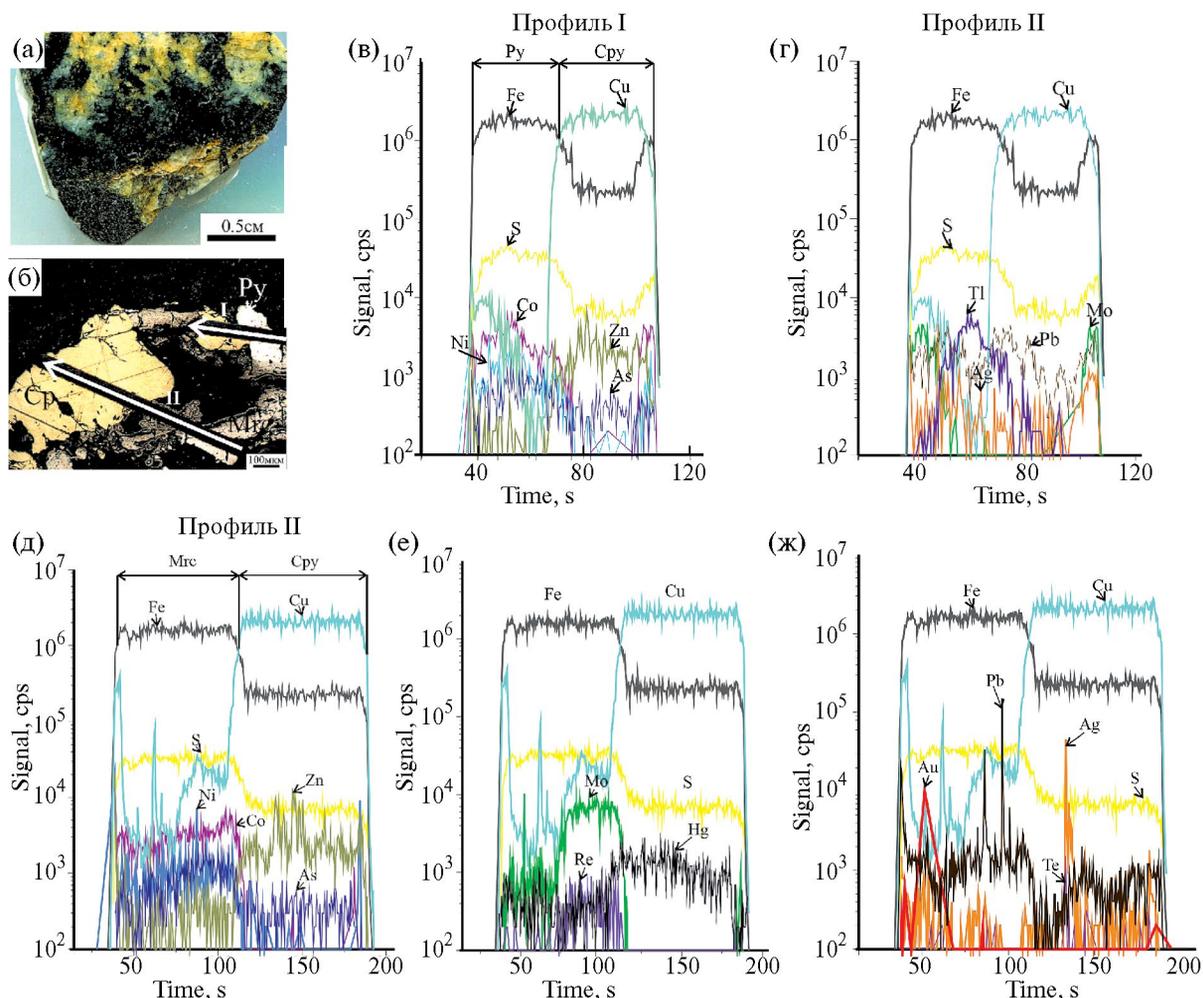
**Фиг. 24.** Распределение содержаний элементов-примесей в пирите и халькопирите из кварцевых жил (а, б) Средне-го карьера участка Подгорненский (обр. А2-8-19). Au, Ag, Pb, Zn локализованы в халькопирите и, вероятно, представляют собой минеральные микровключения (Ag = 2.3 ppm, Au = 0.23 ppm); Co, As, Ni – приурочены к пириту, и их концентрации распределены относительно равномерно. Обнаружены следы висмута по контакту пирита и халькопирита (в, г), а также примесь Pt = 0.29–1.08 ppm и Pd = 0.24 ppm в пирите профиля II (д, е).

пород участка Подгорненский в чем-то сходная с Василювским рудопроявлением.

Исследования сульфидов участка Подгорненский методом лазерной абляции показали, что, в отличие от сульфидов Василювского проявления, в них постоянно присутствует примесь Mo (вплоть до микровключений молибдита), Te (до 35 ppm), реже Re (0.3 ppm) (фиг. 25). В халькопирите – устойчивые примеси Ag до 65 ppm, Cd до 35 ppm и Sn до 65 ppm. В отличие от Василювского проявления, в сульфидах Подгорненского имеется незначительная примесь Tl. Содержания золота выше порога определения единичные и достигают 0.23 ppm.

Пирротин участка Подгорненский (фиг. 26) образует вкрапленность в габброидах, причем по характеру взаимоотношений минералов можно предполагать более позднее замещение пирита халькопиритом и пирротинном, что, вероятно, отражает повышение температуры в связи с какими-то более поздними процессами.

Элементы-примеси в пирротине и его сростаниях ведут себя похожим образом во всех рудных ассоциациях: для пирротина характерна существенная примесь Co (0.0n–0.n мас. %) и Ni (до 0.n мас. %); для халькопирита типична примесь Ag, максимальная для Подгорненского (до 9 ppm), и там же постоянно присутствует примесь Bi до 11 ppm. Серебро во всей выборке анализов пирротина имеет высокую корреляцию с медью, равную 0.6. Для сростаний пирит-пирротин и пирротин-халькопирит характерно существенное повышение содержаний и увеличение разнообразия элементов-примесей в зоне контакта минеральных фаз. Так, в области микропрожилков пирротина в кристалле пирита (см. фиг. 21) наряду с Co и Ni появляются пики Sb, Pb и Zn. И наибольшим разнообразием элементов и уровнем их содержаний характеризуется зона контакта зерен в обр. А3-22 Подгорненского участка (фиг. 26): так содержание Ag возрастает до 97 ppm, появляются Te – 22 ppm и Au – 0.7 ppm. Возможно, имеются микровключения гессита. Таким образом,



**Фиг. 25.** Распределение элементов-примесей в пирите, марказите и халькопирите (а, б) участка Подгорненский (обр. АЗ-15-19). Для пирита и марказита характерны примеси Co, Ni и As (в, д). В пирите появляется небольшая примесь Tl = 0.45 ppm (г), а в марказите Au = 0.02 ppm (е). Для халькопирита характерна равномерная примесь Hg = 37.5 ppm, иногда цинка, с которым коррелирует примесь Cd = 2.21 ppm и In = 0.34 ppm. В халькопирите, вероятно, имеются включения гессита (е), корреляция Ag-Te = 0.8. Содержание Ag = 23.5 ppm, Te = 29.1 ppm. Иногда на границе минералов появляются пики содержаний Mo (до 50.8 ppm) и, соответственно, Re = 0.16 ppm (г, ж), что подтверждено находками молибденита в аншлифах.

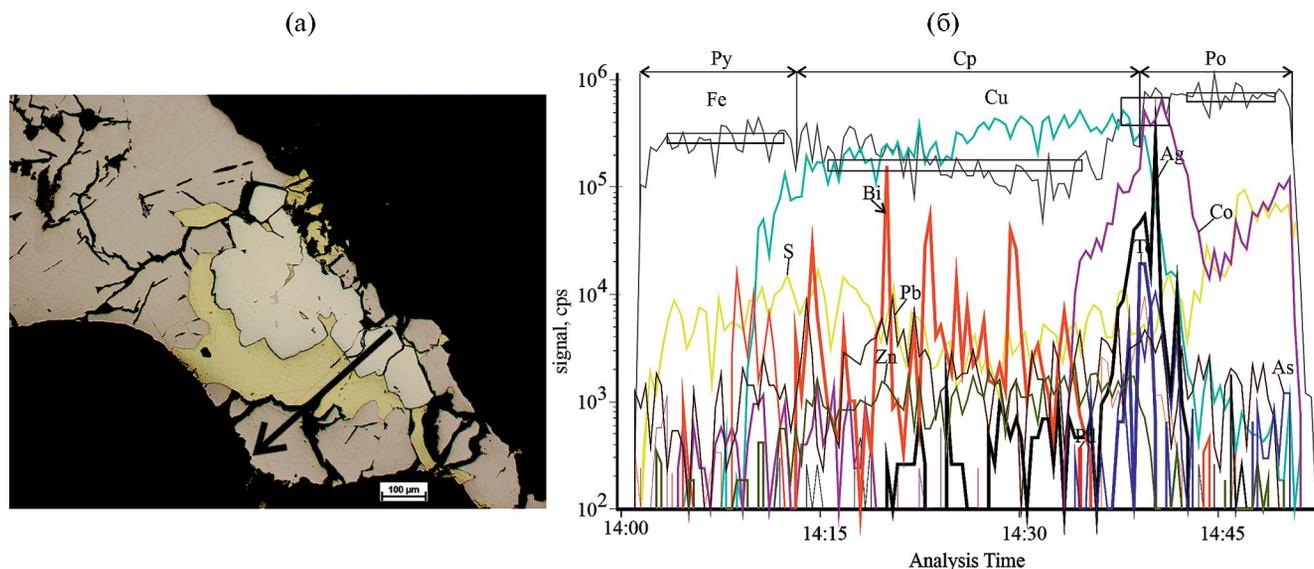
вероятнее всего, образование пирротина связано с какими-то более поздними, возможно, локальными процессами, что привело к перераспределению (“отгонке” к контактам минеральных фаз) элементов-примесей.

#### ПЕРСПЕКТИВЫ ДАЛЬНЕЙШЕГО ПРОСЛЕЖИВАНИЯ Au-Pd МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

Химический анализ выборочных образцов руд из обоих проявлений с различным содержанием сульфидов (см. табл. 1) показал, что платиноиды тяготеют к измененным темноцветным

породам – метагабброидам, где их содержания достигают 1.4 г/т Pd и 0.2 г/т Pt. В кварцевых жилах даже при достаточно высокой сульфидности содержание ЭПГ существенно ниже, но концентрация Au возрастает. Поведение Ag, возможно, двояко: оно связано как с золотом, так и с медью. Уровень содержания As в рудах не высок, как и на других изученных месторождениях района (Петропавловское, Новогодне Монто), тогда как медный профиль руд выражен более или менее отчетливо (см. табл. 1).

Таким образом, габброиды кэршорского комплекса и развитые по ним гидротермально-метасоматические образования Василиновского проявления характеризуются Pt-Au-Pd-Co



**Фиг. 26.** Замещение пирита халькопирит-пирротиновым зональным агрегатом. Профиль через три минерала показывает, что в пирите – минимальное содержание (кроме Co и Ni) и разнообразие примесей: Co = 17.8 ppm, Ni = 23 ppm, Bi = 4.8 ppm, Ga = 2.3 ppm, Ag = 0.25 ppm, Te = 2.5 ppm; в халькопирите: Co = 7.9 ppm, Bi = 11.3 ppm, Ga = 14.9 ppm, Ag = 8.8 ppm, Te = 1.6 ppm; контакт халькопирита и пирротина характеризуется максимальными содержаниями Co = 1187 ppm, As = 35 ppm, Ag = 97.4 ppm, Te = 22.2 ppm, Au = 0.7 ppm; в пирротине Co = 350 ppm, Ag = 1.3 ppm, Te = 5.6 ppm, Au = 0.3 ppm (обр. АЗ-22-1).

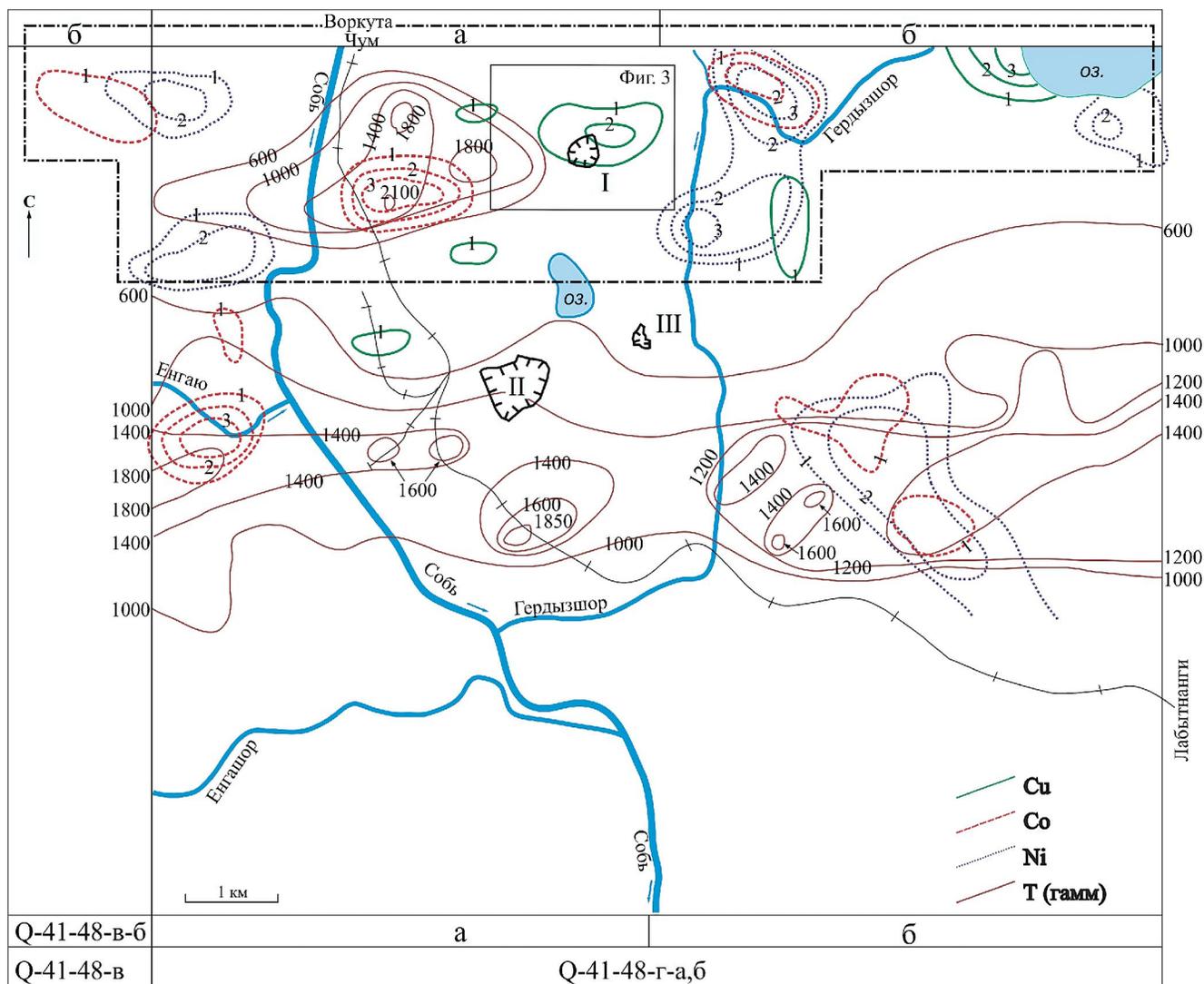
специализацией с второстепенной ролью титана, ванадия, никеля, меди и серебра. Тогда как в карьере Подгорненском вскрыта, вероятно, верхняя часть скарново-порфировой гидротермальной системы с халцедоновидным кварцем и более выраженной медной геохимической специализацией (Cu, Au, Ag ± W, Bi, Sn, Mo, Re). Насыщенность габброидов, относимых к кэршорскому комплексу, сульфидной вкрапленностью, обилие литогеохимических ореолов меди, никеля и кобальта (геохимическая специализация норильского типа), а также интенсивные магнитные аномалии в Василюновском рудном поле (фиг. 27) указывают на его высокую перспективность в отношении благороднометалльной минерализации (Pd, Pt, Au, Ag). Предварительно можно говорить о высокой вероятности обнаружения здесь в широтной полосе  $2.5 \times 12$  км (в основном габброиды и подчиненные пироксениты) крупных Au-Pd рудопроявлений. Действительно, пробы, отобранные в этой полосе (к западу и востоку от карьера Амфиболитового), содержат повышенное количество магнетита и сульфидов; в большинстве образцов присутствуют обильные присыпки малахита.

Исследование гидротермально-метасоматических сульфидизированных образований Au-Cu профиля на участке Подгорненский, расположенном в 1.5 км к югу от Василюновского

проявления и локализованом преимущественно в кварцевых диоритах собского комплекса, отчасти подтверждает – в целом для рудного поля – предположение о наложенном характере Au-Ag минерализации, связанной здесь, в диоритах, с субмеридиональной и субширотной крутопадающими системами кварцевых жил с второстепенными сульфидами. А появление, наряду с Au и Ag, в пирите, марказите и халькопирите участка Подгорненский, таких элементов-примесей, как Te (до 22 ppm), Bi (до 11 ppm), а также Mo (до 51 ppm) и сопутствующего Re (0.3 ppm), поддержанное находками молибденита в аншлифах, подтверждает скарново-порфировую природу данной сульфидной минерализации, подобную развитой на недалеко расположенном Au-Fe-скарновом месторождении Новогоднее-Монто (Soloviev et al., 2012; Vikentyev et al., 2021).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Открытие в габброидах кэршорского комплекса Pt-Pd малосульфидной минерализации вносит важный вклад в изучение платиноносности Полярного Урала: юго-восточная краевая часть офиолитовых массивов, сложенная габбро и амфиболитами и контактирующая с Собским батолитом, несет рассеянную Pt-Pd ( $\pm$ Cu, Au)



**Фиг. 27.** Схема расположения вторичных ореолов рассеяния меди, никеля, кобальта и изолиний магнитного поля района Василювского Au-Pd проявления в окрестностях пос. Харп (по материалам геологической съемки м-ба 1:50000, 1970–1974 гг.). Римскими цифрами обозначены карьеры строительного камня: I – Амфиболитовый, II–III – участок Подгорненский (карьеры II – Южный, III – Средний). Цифрами внутри контуров вторичных ореолов обозначены уровни значений функции распределения (степени достоверности аномалий): 1 – 0.95, 2 – 0.99, 3 – 0.99 и более. Изолинии интенсивности магнитного поля в гаммах (600, 1000, 1200 и т.д.) показаны коричневым цветом. Штрихпунктирной линией очерчены контуры прогнозируемого Василювского рудного поля. За рамкой карты указаны номенклатуры полистной разграфки карт, принятой в Министерстве природных ресурсов РФ.

минерализацию. Платино-палладиевая минерализация Василювского проявления развита, в основном в метагаббро, и чем-то она напоминает рудные зоны Волковского месторождения, приуроченного к габброидам Тагило-Баранчинского базит-ультрабазитового массива (Средний Урал) (Полтавец и др., 2006; Аникина, Алексеев, 2010), который входит в состав Платиноносного пояса Урала (Иванов и др., 2007; Пушкарев и др., 2020). Данные габброидные породы относятся на последних картах Полярного Урала (Шишкин и др., 2007; Зылева и др., 2014) к кэршорскому

комплексу, хотя включение большей части этих габброидов в данный комплекс спорно (Шмелев, Мон, 2013). Полоса их развития (с подчиненными пироксенитами) в геохимических полях подчеркнута ореолами Cu, Ni и Co (металлогеническая специализация норильского типа), наличие которых, наряду с четко выраженными магнитными аномалиями, позволяет расширить перспективы рудопроявления.

Таким образом, зоны малосульфидной минерализации в габброидах, амфиболитах и в развитых по ним гидротермально-метасоматических

образованиях Василювского проявления имеют Pt-Au-Pd специализацию. Рудные макрокомпоненты в минерализованных породах присутствуют в субпромышленных концентрациях (мас. %): Cu до 1, V до 0.2, Co до 0.06, Ni до 0.02; их распределение крайне неравномерное, есть многочисленные спорадические подсечения, но сколь-нибудь крупные рудные тела пока не оконтуриваются.

По данным пробирного анализа, содержания Pd в валовых пробах с сульфидной вкрапленностью достигают 1.4 г/т, Pt 0.2 г/т, а Au – 0.8 г/т; по данным лазерного микроанализа (LA-ICP-MS), в пирите содержится до 1 ppm Pt. Минералы ЭПГ представлены обильными выделениями микронного размера теллуридов палладия – меренскиита PdTe<sub>2</sub>, темагамита Pd<sub>3</sub>HgTe<sub>3</sub>, котульскита PdTe, антимонидов палладия – стибиопалладинита Pd<sub>5</sub>Sb<sub>2</sub>, садбериита PdSb, а также иных минералов благородных металлов – сопчеита Ag<sub>4</sub>Pd<sub>3</sub>Te<sub>4</sub>, мончеита PtTe<sub>2</sub>, изомертиита Pd<sub>11</sub>Sb<sub>2</sub>As<sub>2</sub> самородного осмия и некоторых других. В составе благороднометаллической минерализации, помимо минералов ЭПГ, отмечаются самородное золото, ртутистое золото, аргентит, селенистый аргентит, гессит, самородное серебро. По минеральному составу и геохимическому спектру Pt-Au-Pd-Co ± Ni-Cu-V-Ti малосульфидная платиноидная минерализация Василювского проявления довольно сильно контрастирует с зонами малосульфидной минерализации (+халцедоновидный кварц) со специализацией Fe-Cu-Au-Ag (±W, Bi, Sn, Mo, Re), которые вскрыты в 1.5 км южнее Подгорненским карьером строительного камня (в диоритах собского комплекса) и, вероятно, принадлежат уже скарново-порфировой золотоносной системе, связанной с диоритоидами собского и конгорского комплексов.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны ЦКП “ИГЕМ-аналитика” (LA-ICP-MS, В.Д. Абрамова, РСМА, Е.В. Ковальчук, СЭМ с ЭДС, Л.А. Левицкая), ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар и ИЭМ РАН г. Черноголовка (СЭМ с ЭДС, Д.А. Варламов), М.А. Якушику и А.П. Кондриковой за помощь и поддержку в исследованиях, а Р.И. Шайбекову и Т.П. Майоровой за обсуждение отдельных положений работы.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00266.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андреев А.В.* Прогнозно-поисковая модель золоторудных объектов Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла как основа для выделения перспективных площадей в пределах Малоуральского вулканоплутонического пояса Полярного Урала и обоснования постановки на них поисковых работ // Руды и металлы. 2021. № 2. С. 6–24.
- Аникина Е.В.* Платиноиды в хромовых рудах Войкаро-Сыньинского и Райизского массивов (Полярный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Сыктывкар: ИГ КомиНЦ УрО РАН, 1994. 27 с.
- Аникина Е.В., Алексеев А.* Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.
- Безмен Н.И., Еремин Н.И., Наразаули И.Г., Позднякова Н.В., Сергеева Н.Е.* Пирит-халькопиритовый геотермометр: распределение кобальта // Геохимия. 1978. № 3. С. 384–389.
- Бетехтин А.Г.* Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: АН СССР, 1935. 148 с.
- Викентьев И.В., Абрамова В.Д., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Ковальчук Е.В., Бортников Н.С.* Микропримеси в пирите золото-порфиорового месторождения Петропавловское (Полярный Урал) по данным LA-ICP-MS // Докл. РАН. 2016. Т. 470. № 3. С. 326–330
- Викентьев И.В., Мансуров Р.Х., Иванова Ю.Н., Тюкова Е.Э., Соболев И.Д., Абрамова В.Д., Выхристенко Р.И., Трофимов А.П., Хубанов В.Б., Грознова Е.О., Двуреченская С.С., Кряжев С.Г.* Золото-порфиоровое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- Викентьев И.В., Иванова Ю.Н., Нафигин И.О., Бортников Н.С.* Структурная позиция и типизация метасоматических зон, Полярный Урал: Первый опыт современного космического зондирования Земли // Докл. РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 500. № 2. С. 115–122.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Иванова Ю.Н., Варламов Д.А., Шуйский А.С., Грознова Е.О., Соболев И.Д., Бортников Н.С.* Платино-палладиевое рудопроявление Василювское: новый тип благороднометаллической минерализации на Урале // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 45–55.
- Генкин А.Д.* Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижне-Тагильском дунитовом массиве // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39. № 1. С. 41–48.

- Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р., Ляхницкая В.Д., Ляхницкий Ю.С., Шахова С.Н.* Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
- Еремин В.П., Пономарев В.Г.* Результаты поисково-съёмочных работ м-ба 1 : 50 000, проведенных на Полярном Урале в районе среднего течения рек Сось и Малый Ханмей (отчет Подгорной ПСП, 1970–73 гг.). Пос. Полярный, 1973 (ТФИ по ЯНАО).
- Заварицкий А.Н.* Отчет об исследованиях в платиноносном районе Н.-Тагильского округа в 1908 г. // Зап. Горн. ин-та. 1909. Т. 2. Вып. 3. С. 189–212.
- Заварицкий А.Н.* Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.-Л.: Гос. науч.-тех. геол.-развед. изд., 1932. 221 с.
- Зылева Л.И., Коновалов А.Л., Казак А.П. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Сер. Зап.-Сибирская. Лист Q-42 – Салехард. Об. зап. СПб.: ВСЕГЕИ, 2014. 396 с.
- Иванов К.С., Волченко Ю.А., Коротеев В.А.* Природа Платиноносного пояса Урала и его хромит-платинометаллических месторождений // Докл. РАН. 2007. Т. 417. №3. С. 369–373.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В.* Палеозойская эволюция Полярного Урала: Войкарский бассейн с корой океанического типа существовал не менее 65 млн лет // Бюлл. МОИП. Отдел Геол. 2014. № 5. С. 56–70.
- Кузнецов С.К., Онищенко С.А., Котельников В.Г., Филиппов В.Н.* Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 67–69.
- Мурзин В.В., Пальянова Г.А., Аникина Е.В., Молошаг В.П.* Минералогия благородных металлов (Au, Ag, Pd, Pt) Волковского Cu-Fe-Ti-V месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2021. Т. 21. № 5. С. 643–659.
- Полтавец Ю.А., Сазонов В.Н., Полтавец З.И., Нечкин Г.С.* Закономерности распределения благородных металлов в рудных парагенезисах Волковского габбрового массива (Средний Урал) // Геохимия. 2006. № 2. С. 167–190.
- Пучков В.Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Пушкарев Е.В., Аникина Е.В., Гарути Дж., Заккарини Ф.* Хром-платиновое оруденение Нижнетагильского типа на Урале: структурно-вещественная характеристика и проблема генезиса // Литосфера. 2007. № 3. С. 28–65.
- Пушкарев Е.В., Готтман И.А., Травин А.В., Юдин Д.С.* Время завершения ультраосновного магматизма в Платиноносном поясе Урала // Докл. РАН. Науки о Земле. 2020. Т. 490. №2. С. 45–50.
- Пыстин А.М., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Потапов И.Л.* Новый тип золотоплатинометаллического оруденения на Полярном Урале // Изв. КомиНЦ УрО РАН. 2010. Вып. 2. С. 48–53.
- Пыстин А.М., Потапов И.Л., Пыстина Ю.И., Генералов В.И., Онищенко С.А., Филиппов В.Н., Шлома А.А., Терешко В.В.* Малосульфидное платинометаллическое оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 152 с.
- Савельева Г.Н., Батанова В.Г., Бережная Н.А., Пресняков С.Л., Соболев А.В., Скублов С.Г., Белоусов И.А.* Полихронное формирование мантийных комплексов офиолитов (Полярный Урал) // Геотектоника. 2013. № 3. С. 43–57.
- Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В. и др.* Девонский островодужный магматизм Войкарской зоны Полярного Урала // Геотектоника. 2018. № 5. С. 39–74.
- Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С.* Каменноугольный магматизм Полярного Урала // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 22–28.
- Шайбеков Р.И., Губарев И.А., Тропников Е.М.* Вассилиновское рудопроявление – новый медно-золото-платиноидный объект на Полярном Урале (Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ) // Докл. РАН. Науки о Земле. 2024. Т. 514 (1). С. 65–76.
- Шишкин М.А., Астанов А.П., Кабатов Н.В. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-41 (Воркута). Об. записка. Ред В.П. Водолазская. СПб.: ВСЕГЕИ, 2007. 541 с.
- Шмелев В.Р., Мон Ф.-Ц.* Природа и возраст базитов офиолитового массива Рай-Из (Полярный Урал) // Докл. РАН. 2013. Т. 451. № 2. С. 211–215.
- Hu W.J., Zhou M.F., Yudovskaya M.A., Vikentyev I.V., Malpas J., Zhang P.F.* Trace elements in chromite as indicators of the origin of the giant podiform chromite deposit at Kempirsai, Kazakhstan // Econ. Geol. 2022. V. 117. P. 1629–1655.
- Murzin V., Palyanova G., Mayorova T., Beliaeva T.* The gold–palladium Ozernoe occurrence (Polar Urals, Russia): mineralogy, conditions of formation, sources of ore matter and fluid // Minerals. 2022. V. 12. Paper 765. <https://doi.org/10.3390/min12060765>

*Distler V.V., Kryachko V.V., Yudovskaya M.A.* Ore petrology of chromite-PGE mineralization in the Kempirsai Ophiolite Complex // *Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 92. P. 31–58.

*Soloviev S.G., Kryazhev S.G., Dvurechenskaya S.S.* Geology, mineralization, stable isotope geochemistry, and fluid inclusion characteristics of the Novogodnee-Monto

oxidized Au-(Cu) skarn and porphyry deposit, Polar Ural, Russia // *Miner. Deposita*. 2012. V. 47. P. 1–25.

*Vikentyev I., Vikent'eva O., Tyukova E., Nikolsky M., Ivanova J., Sidorova N., Tonkacheev D., Abramova V., Blokov V., Spirina A., Borisova D., Palyanova G.* Noble metal speciations in hydrothermal sulphides // *Minerals*. 2021. V. 11. Paper 488. P. 1–69.

## VASILINOVSKOE PLATINUM-PALLADIUM OCCURRENCE – A NEW TYPE OF MINERALIZATION IN THE OPHIOLITES OF THE POLAR URALS. REPORT 1. GEOLOGICAL POSITION AND MINERALOGY

I. V. Vikentyev<sup>a, b \*</sup>, E. E. Tyukova<sup>a, c</sup>, V. D. Mokry<sup>a</sup>, Yu. N. Ivanova<sup>a, b</sup>,  
A. S. Shuisky<sup>d</sup>, and I. D. Sobolev<sup>a</sup>

<sup>a</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

<sup>b</sup>*RUDN University, Moscow, 117198 Russia*

<sup>c</sup>*Scientific Geoinformation Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119019 Russia*

<sup>d</sup>*Institute of Geology of Komi Science Center, Ural Branch of Russian Academy of Sciences, Syktyvkar, 167982 Russia*

\*E-mail: viken@igem.ru

A detailed description of the new noble metal (Pt-Au-Pd) Vasilinovskoe occurrence discovered near the Kharp town of the Yamalo–Nenets Autonomous Okrug is given. It is associated with amphibolized gabbroids and clinopyroxenites. Mineralization zones with an apparent thickness from 0.5 to 50 m (sulfides 1–3 vol.%, occasionally more) are developed in these rocks. In areas with scattered or finely nested sulfide inclusions, feldspar-quartz and epidote veinlets are often present. The first expedition to study the platinum-bearing area of the Rai-Iz mountains was organized by Professor A.N. Zavaritsky 100 years ago, in 1925 (A.G. Betekhtin was the head of the prospecting party), but the expected placer platinum deposits were not found. Communication 1 includes general geological and detailed mineralogical characteristics of the ore occurrence and brief information on the bulk geochemistry of rocks and ores of the object. The mineralized gabbro-amphibolite ore macrocomponents, which are often found in bulk samples, can be noted (wt.%) V up to 0.2, Co up to 0.06 and Ni up to 0.02. According to assay data, in bulk 0.5–1 kg samples with sulfide inclusions, the Pd content reaches 1.4 g/t, Au – 0.8 g/t, and Pt – 0.2 g/t. The PGE minerals are represented by abundant impregnation of micron-sized palladium minerals: tellurides (merenskiite, temagamite, kotulskite, sopcheite), antimonides (stibiopalladinite, sadberite), arsenoantimonides (arsenic stibiopalladinite, isomertiite), as well as other noble metal compounds – moncheite, native osmium and others. In addition, the magnetite–chalcopyrite–pyrite assemblage contains microinclusions of native silver, bismuth and tin. In the later polysulfide–feldspar–carbonate–quartz assemblage, Au and Ag tellurides, native gold (including Hg-bearing), Se-containing argentite, and greenockite are found. In the zones of sulfide impregnation of the Podgornensky site (1.5 km to the south), occurring in the diorites of the Sob' complex and closely associated with quartz veins, the amount of sulfides is higher, the copper profile is enhanced, and concentrations of Co, Ni, and especially Ti, V, Pd and Pt are falling. According to the LA-ICP-MS analyses of pyrite, chalcopyrite, pyrrhotite of the Vasilinovskoe occurrence, the profiling trace element for them is cobalt – up to 1.2 wt.% Co in pyrite of the early assemblage. The Ni impurity is also high (400–800 ppm, up to 0.2 wt.%) in the early pyrite and decreases to 16–90 ppm in the late pyrite. The impurity of Se, on the contrary, increases in pyrite of the late assemblage (up to 207 ppm). Chalcopyrite commonly contains As and Se (~100–300 ppm). In contrast to the Vasilinovskoe occurrence, at the Podgornensky site, an admixture of Mo (up to microinclusions of molybdenum), Te (up to 35 ppm), noticeable impurities Tl (up to 25 ppm) and Re (0.3 ppm) are present in pyrite. Impurities are often found in chalcopyrite: Ag up to 65 ppm, Sn up to 65 ppm, Cd up to 35 ppm and Bi up to 11 ppm. Significant impurities of Co and Ni (up to 0.1 wt.%) are typical here only for minor pyrrhotite. According to the mineral composition and geochemical spectrum of Pt-Au-Pd-Co ± Ni-Cu-V-Ti, the low-sulfide platinoid mineralization of the Vasilinovskoe occurrence contrasts quite strongly with the zones of low-sulfide mineralization (+chalcedony quartz) with the specialization Fe-Cu-Au-Ag (±W, Bi, Sn, Mo, Re) of the Podgornensky site, which probably belong to the skarn-porphyry gold-bearing system. The conclusion is made about the prospects of expanding the contours of Pd mineralization to the west and east, where the halos of Cu, Co and Ni, as well as magnetic anomalies, occur in the rocks of the basite-ultrabasite association.

*Keywords:* ophiolites, gabbro-amphibolite, low-sulfide mineralization, LA-ICP-MS, palladium, platinum, gold, magmatism, Polar Urals

## С ЧЕСТЬЮ И ДОСТОИНСТВОМ: К 140-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ АЛЕКСАНДРА НИКОЛАЕВИЧА ЗАВАРИЦКОГО

© 2024 г. Н. С. Бортников<sup>а</sup>, И. В. Викентьев<sup>а,\*</sup>, К. Е. Дегтярев<sup>б</sup>, И. Г. Малахова<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Россия, 119017, Москва, Старомонетный пер., 35

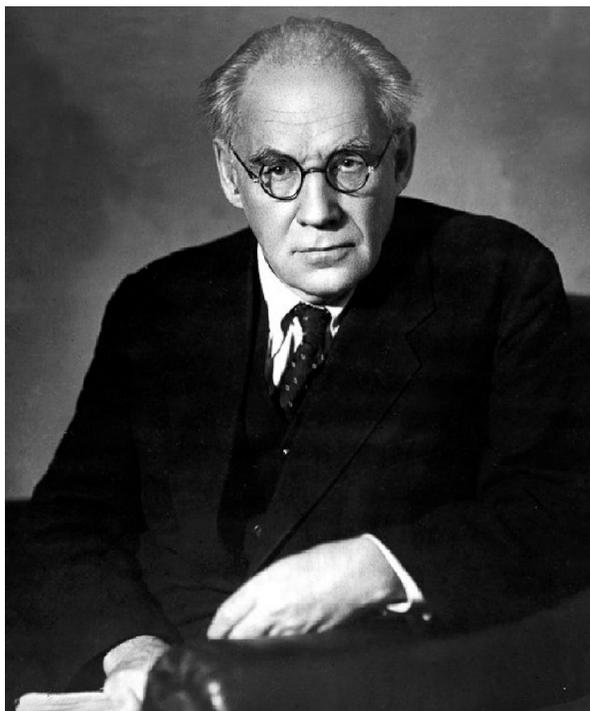
<sup>б</sup>Геологический институт РАН, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7. с. 1

\*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 07.06.2024 г.

После доработки 31.08.2024 г.

Принята к публикации 31.08.2024 г.



### Заварицкий А.Н. (1884–1952)

Александр Николаевич Заварицкий (1884–1952) как высококлассный специалист по множеству видов полезных ископаемых Урала внес фундаментальный вклад в развитие его минерально-сырьевой базы. Труды А.Н. Заварицкого по петрологии, минералогии, вулканизму, метеоритике также обогатили мировую науку. Во многом его блестящие “рудные” исследования прежних лет оказались забытыми или отошли на второй план. Между тем именно рудное направление он считал основным большую часть своей творческой жизни.

За четыре года до своего ухода А.Н. Заварицкий – в те годы академик-секретарь Отделения

геолого-географических наук (ОГГН) АН СССР, заведующий Лабораторией вулканологии, входящей в Отдел петрографии ИГН АН СССР – на Сессии расширенного Ученого Совета Института геологических наук (ИГН) АН СССР (Москва, ноябрь–декабрь 1948 г.) в своем выступлении высказался так: “Самое главное, что я не являюсь петрографом-профессионалом. Все мои петрографические работы, по существу, являлись, так сказать, отходом от заданий, которые я имел” (Стенограмма, 1948/2022; с. 145). А.Н. Заварицкий имел в виду рудные объекты Урала и перечислил в качестве примера свои работы про Магнитку, Рай-Из, Бердяуш, Бакал,

Саткинские месторождения. И далее: “*Я не профессионал петрограф*” (там же, с. 146).

А.Н. Заварицкий родился в Уфе 14 марта (н.ст.) 1884 г. Он был старшим из 7 детей. Отец, мировой судья в Уфе, занимался сельским хозяйством в своем имении, где организовал сельскую школу, ремесленное училище и земскую больницу. Мать, очень энергичная женщина, как фельдшер участвовала в русско-турецкой и русско-японской войнах. Своим детям она дала спартанское воспитание, привила любовь к наукам и стремление к образованию. Еще ребенком Александр проявлял склонность к естествознанию, и первым его увлечением была ботаника. В юности у него возник интерес к астрономии: он вел наблюдения за звездами и в 15 лет написал статью. Окончив в 1902 г. Уфимскую гимназию с золотой медалью, А. Заварицкий поступил на геологоразведочный факультет Горного института в Санкт-Петербурге. Обучение растянулось на 7 лет из-за революционных событий 1905 г.

Первая научная работа А.Н. Заварицкого была написана еще в студенческие годы (1908 г.) и касалась петрографии пород, вмещающих **графитовые месторождения** Урала. В следующей статье 1909 г. приведены данные о присутствии в породах района горы Магнитной на Урале редкого минерала везувиана и высказаны соображения об его образовании. Это исследование во многом определило одну из стержневых тем его творчества: **железородное скарнообразование**.

Работая в 1908 г. под руководством профессора В.В. Никитина рудничным геологом в Тагильском горном округе Урала, студент А. Заварицкий собрал исключительно интересный геологический материал по **коренным месторождениям платины** и подготовил большую статью в Записках Горного института (1909). В ней, помимо известных ранее, он описал обнаруженные им новые 17 месторождений. Статью он представил как дипломную работу. А.Н. Заварицкий в 1909 г. окончил Петербургский Горный институт с отличием, получил звание горного инженера, и его имя было занесено на мемориальную мраморную доску.

Талантливый молодой ученый был оставлен ассистентом на кафедре рудных месторождений, которой руководил тогда К.Н. Богданович — известный специалист по геологии рудных месторождений. Одновременно с педагогической работой А.Н. Заварицкий руководил разведкой **железородных месторождений** горы Магнитной

на Урале и изучал геологию этого района (1911—1912). Результаты работ были изложены в статьях 1912 и 1913 гг.

В 1913 г. А.Н. Заварицкий начал работать в Геологическом Комитете (главном геологическом ведомстве страны), руководившем изучением недр России и составлением геологических карт. По конкурсу он был избран адъюнкт-геологом, в 1915 г. — геологом, а затем и старшим геологом Комитета, что уже было равноценно званию профессора.

С 1913 г. по заданию Геолкома А.Н. Заварицкий приступил к исследованию месторождений полезных ископаемых Урала. Он проводил детальную геологическую съемку на Южном Урале, в Верхнеуральском уезде, исследовал железные руды г. Куйбас (район Магнитки), изучал геологию месторождений меди, золота, никеля, вольфрама, хрома, марганца, корунда, асбеста и магнезита на Северном, Среднем и Южном Урале; вел их промышленную оценку. В 1915 г. Геолком утвердил к печати многотомную монографию А.Н. Заварицкого по горе Магнитной. Он руководил разведкой железных руд Бакала (особенно активно в 1915 и 1919 гг.), вернулся сюда в 1924 г. и провел большие работы со студентами Ленинградского горного института Д.С. Коржинским, Ю.А. Билибиным и другими. А.Н. Заварицким была выполнена детальная геологическая съемка этого месторождения.

Летом 1916 г. по заданию Геолкома он целенаправленно изучал все медные месторождения Урала (в основном они колчеданного типа) — как промышленного значения, так и непромышленные, — в округах Богословском, Николае-Павдинском, Гороблагодатском, Нижне-Тагильском, Невьянском, Верх-Исетском, в Шайтанской даче, в округах Сысертском, Кыштымском, Златоустовском и на Южном Урале вплоть до Таналык-Баймакского района в Орском уезде. Осенью 1916 г. А.Н. Заварицкий стал одним из первых исследователей Сибайского месторождения (открыто в 1913 г.): по разведочным канавам он изучал его железную шляпу, имеющую более 400 м по простиранию и до 100 м в ширину. Результаты опубликованы в серии статей 1917 г.

В 1921 г. А.Н. Заварицкий вернулся в Петроград, получил звание профессора Горного института по кафедре рудных месторождений и был избран заведующим этой кафедрой (поработал на кафедре до 1939 г., когда был назначен директором ИГН АН СССР в Москве). В 1922—1927 гг. он занимался редактированием

своей пятитомной монографии по **горе Магнитной**, подготовленной еще до Революции. Две книги вышли в 1922 г. с минимальными правками, на дореформенном русском (с “Ъ”), одна из них, с картами и фототаблицами, была составлена совместно с Н.А. Шадлуном, а три тома 1923–1927 гг. — с послереформенной орфографией. Этот фундаментальный труд послужил основанием для постановки детальных разведочных работ и проектирования Магнитогорского металлургического комбината, остающегося крупнейшим в стране и сегодня. Магнитогорское месторождение приурочено к сводовой части одноименной антиклинали, сложенной осадочными и вулканогенными породами, по новым данным датированными от фамена до позднего турне, прорванными гранитоидной интрузией и разнообразными дайками. В южном экзоконтакте интрузива (на расстоянии 0.5–0.7 км от него) среди контактово-измененных, скарированных осадочных пород и базальтоидов находится подавляющая часть магнетитовых залежей месторождения, которые вскрыты Главным и Дальним карьерами. В пределах Главного карьера руды слагают крупную пологую плитообразную залежь, вытянутую в северо-западном направлении, а в пределах Дальнего — несколько пластообразных залежей магнетитовых руд, разделенных прослоями роговиков и скарнов. Рудные тела залегают субсогласно с породами рудовмещающей толщи, в основном замещая в ней известняки. Мощность отдельных залежей не превышает 30 м, а размеры в плане 400×600 м. За весь период активной разработки Магнитогорского месторождения, с 1929 по 1968 г., было извлечено 430 млн т богатых руд со средним  $C_{Fe} = 52.2$  мас. %.

В 1924 г. А.Н. Заварицким были изучены все Уральские **месторождения платины**. Осенью того же года он изучал месторождение Тюя-Муюн в составе экспедиции по поиску месторождений урана в Средней Азии, в которую входили А.Е. Ферсман и Д.И. Щербаков. В 1925 г. по заданию Геологического Комитета А.Н. Заварицкий организовал и возглавил свою первую крупную экспедицию — на Полярный Урал (начальником поисковой партии был его ученик А.Г. Бетехтин) для изучения **платиноносности района г. Рай-Из** — тогда абсолютно необжитого тундрового края. Экспедиция финансировалась Трестом “Уралплатина”. Александр Николаевич отправился в эту труднейшую экспедицию вместе с женой Екатериной Петровной — это было их “свадебное путешествие”. Россыпных платиновых

месторождений (на что особенно рассчитывали) обнаружено не было, концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в ультрабазитах и в полученных из них протолок оказались мизерными; в шлихах из рыхлых отложений, отобранных вплоть до основания морены, изредка попадались мельчайшие знаки вероятных платиноидов. По результатам экспедиции появилось первое монографическое описание массива Рай-Из (Заварицкий, 1932), не утратившее своего значения до сих пор. Массив Рай-Из на Полярном Урале, как и многие другие дунит-гарцбургитовые массивы Урала, включая Кемпирсай, относится к офиолитовым и *хромитоносен*. В хромититах и вмещающих ультрабазитах платиноиды представлены в основном микронными выделениями минералов тугоплавких Os, Ir и Ru, а общие концентрации ЭПГ малы. Это отличает их от концентрически-зональных *платиноносных* дунит-клинопироксенитовых массивов — Нижнетагильского, Светлоборского и др., где развиты видимые выделения платиноидов с преобладанием платины, которые тяготеют к дунитам с вкрапленным хромитом, образующим мелкие шлиры. Разрыв Уральского орогена привел к образованию крупнейших в мире Pt россыпей, содержащих, в том числе, и крупные самородки.

Теоретические обобщения А.Н. Заварицкого по магматическим месторождениям представляют собой крупнейший вклад в учение о полезных ископаемых. В работе “**Коренные месторождения платины на Урале**” (Заварицкий, 1928), написанной по материалам 1908, 1922–1924 гг., ученый изложил свои новые взгляды на генезис этих месторождений: платина выделялась в поздние моменты кристаллизации дунитовой магмы; кристаллизация ее минералов началась до окончательного застывания магмы и продолжалась в непосредственно следующий за застыванием период. Он предположил тесную связь платины с летучими компонентами расплава.

А.Н. Заварицкий разработал классификацию рудных месторождений (Заварицкий, 1926; Zavaritsky, 1927 и др.), которая вошла во все учебные курсы по полезным ископаемым. Он подразделил магматические месторождения на ликвационные, раннемагматические и позднемагматические. **Ликвационные** месторождения образуются при разделении (ликвации) магмы на рудный и силикатный расплавы с отдельной их кристаллизацией. Характерные образования ликвационного генезиса — месторождения сульфидных медно-никелевых руд в ультраосновных и основных породах. При формировании

**раннемагматических** месторождений рудные минералы идиоморфны и выделялись в виде кристаллов раньше, чем силикатные минералы. Примеры раннемагматических образований — месторождения хромита в расслоенных массивах габбро-перидотитов, а также алмазов. В **позднемагматических** месторождениях рудные минералы выделяются позднее силикатных и цементируют кристаллы силикатных минералов (*сидеронитовая* структура). Характерные позднемагматические образования — месторождения титаномагнетита, хромита и платины габбро-пироксенит-дуניתовой формации и месторождения апатита, нефелина и редких земель в щелочных породах.

После реорганизации Геологического Комитета России 1929 г. А.Н. Заварицкий работал в ЦНИГРИ, начал полевые исследования на Камчатке. По его словам, “в мае 1933 г. был децентрализован из ЦНИГРИ в Экспедиционный комитет Союзразведки и назначен техноруком Камчатской экспедиции”. В том же году А.Н. Заварицкий начал работу в Геологическом институте (ГИН) АН СССР, созданном в 1930 г. в Ленинграде, а в 1934 г. перемещенном в Москву.

В 1934 г. ему была присуждена ученая степень доктора геологических наук без защиты диссертации. Так его работу оценил первый директор ГИНа академик В.А. Обручев: “Все труды за редким исключением принадлежат двум отраслям геологии — петрографии и учению о рудных месторождениях — в которых А.Н. Заварицкий сделался видным специалистом <...> Ученая степень доктора, присужденная А.Н. Заварицкому без защиты диссертации, отметила вполне справедливо его научные заслуги” (Обручев, 1936).

Важнейший вклад внес ученый в развитие представлений по колчеданному рудообразованию. Еще в 1916 г. А.Н. Заварицкий описал все известные к тому времени медные месторождения Урала в двухтомной монографии “Геологический очерк месторождений медных руд на Урале”, которая была опубликована позднее (1927, 1929). В период 1933–1943 гг. главное его внимание сосредоточено на изучении новых колчеданных месторождений на Южном Урале — Блявы, а затем Учалов. А.Н. Заварицкий пересмотрел свои прежние взгляды и убедительно показал, что колчеданные залежи напрямую связаны с вулканизмом (1936). Сопоставляя южноуральские рудные тела с месторождениями Среднего Урала, он разработал новую гипотезу

их образования в подводно-морских вулканических комплексах базальтоидной природы. Выдвинутая А.Н. Заварицким **вулканогенная гипотеза** послужила основанием к изменению критериев поисков колчеданных залежей, что привело к открытию крупнейшей Южноуральской Cu-Zn провинции. Эта гипотеза А.Н. Заварицкого нашла блестящее подтверждение уже в наше время (“черные курильщики” в современных океанах).

А.Н. Заварицкий активно включился в подготовку 17 Сессии Международного геологического конгресса (МГК) (Москва, 1937 г.) и стал организатором Уральской экскурсии. У него уже был опыт участия в работе МГК: его единственный выезд за границу состоялся в составе первой советской делегации на 14 Сессию в Мадриде (Испания) в 1926 г. Доклад А.Н. Заварицкого об уральских колчеданных месторождениях был опубликован в трудах Конгресса; он участвовал в экскурсиях на подобные месторождения Иберийского Пиритового Пояса.

В декабре 1937 г. ГИН АН СССР, где А.Н. Заварицкий заведовал отделом, был объединен с Институтом геохимии и минералогии имени М.В. Ломоносова и Петрографическим институтом. На их базе был сформирован Институт геологических наук (ИГН) АН СССР, первым директором которого был избран академик А.Д. Архангельский. В 1938 г. А.Н. Заварицкий переехал на постоянное жительство из Ленинграда в Москву, но до 1939 г. совмещал работу в обеих столицах.

Представляя кандидатуру А.Н. Заварицкого на выборах новых членов АН СССР, академик А.Е. Ферсман отметил: “В своих работах он широко и умело связывает проблемы петрографии с вопросами геологии и тектоники. Его классическое исследование горы Магнитной послужило основой для создания магнитогорской промышленности. Его работы по меди и платине Урала лежат в основе промышленных разведок цветной металлургии” (Ферсман, 1939, с. 17). 29 января 1939 г. А.Н. Заварицкий был избран действительным членом АН СССР по Отделению математических и естественных наук. Вскоре он стал директором ИГН АН СССР (1939–1941), продолжая руководить геологическими исследованиями на Урале.

В 1941 г. была опубликована монография А.Н. Заварицкого “Некоторые основные вопросы геологии Урала”, в которой большое место отведено вопросам *регионального метаморфизма* колчеданных залежей и вмещающих их пород на Среднем

Урале. Он пришел к заключению, что при региональном метаморфизме наряду с превращением в сланцы вмещающих пород полностью перерождаются и колчеданные залежи. Это приводит к изменению минерального состава и структуры руд, формы и строения рудных залежей вулканогенного происхождения. А.Н. Заварицкий впервые показал, что с процессом метаморфизма горных пород и руд связана так называемая метаморфическая дифференциация, выразившаяся в перераспределении и переотложении вещества в месторождениях с образованием обогащенных рудных участков (1936, 1941). Метаморфизм колчеданных месторождений — это один из самых значимых, революционных вкладов ученого в геологию месторождений полезных ископаемых. Основные положения по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений, с акцентом на генетические особенности этих объектов, приведены им в крупной монографии (Колчеданные месторождения Урала, 1950), в которой представлены результаты как его работ, так и работ его коллег и учеников.

В марте 1941 г. А.Н. Заварицкий отказался от поста директора Института по состоянию здоровья. Руководство большим коллективом недавно объединенных трех крупных институтов привело к нервной перегрузке, и он принял решение уехать на отдых в Ильменский заповедник. С семьей и секретарем А.Н. Заварицкий покинул Москву 21 июня 1941 г. А дальше была война.

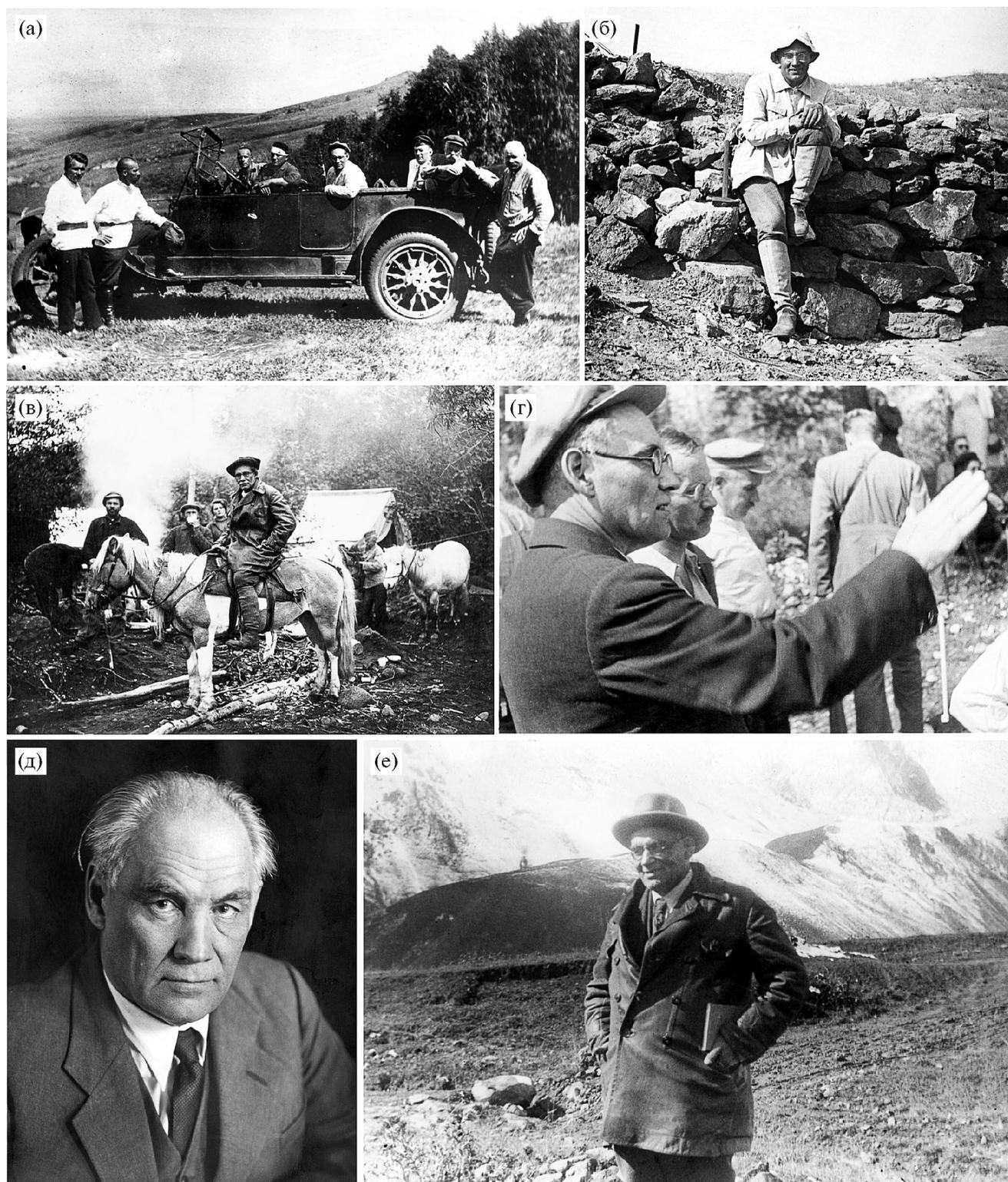
Вскоре Президиум АН принял решение о переезде ИГН на Урал, в Свердловск, причем предложение А.Н. Заварицкого организовать работу его и ряда отделов ИГН в Миассе получило поддержку. С первых дней Великой Отечественной войны А.Н. Заварицкий принял активное участие в перестройке геологических работ на Урале на нужды обороны, по сути, возглавив их. Являясь членом Комиссии Академии наук СССР по мобилизации природных ресурсов Урала, Казахстана и Сибири, он руководил рядом работ промышленных организаций по выявлению стратегического минерального сырья — меди, молибдена, хрома, урана, ниобия и других металлов оборонного значения. В конце октября 1941 г. по согласованию с Наркомом цветной металлургии П.Я. Антроповым (он также находился в Свердловске) почти все сотрудники ИГН были направлены в различные рудные районы Урала. Д.С. Коржинский и В.Ф. Чернышев отправились на медно-скарновые объекты Северного Урала (Краснотурьинск), многие — на колчеданные

месторождения (их работу курировал А.Н. Заварицкий): А.В. Пейве, В.П. Логинов, А.А. Филимонова и др. — в Красноуральск; А.В. Пэк, Л.И. Лукин, В.С. Коптев-Дворников и др. — на Левиху, Дегтярку; С.И. Набоко и др. — в Карабаш и т.д.

В Москву А.Н. Заварицкий вернулся в 1943 г. В январе 1946 г. был избран академиком-секретарем ОГН АН СССР, оставаясь на посту директора Лаборатории вулканологии АН СССР. Много путешествовал — Средняя Азия, Кавказ. Но главным объектом исследований стала Камчатка. Осенью 1946 г. А.Н. Заварицкий возглавил экспедицию, в которой впервые была применена аэрофотосъемка камчатских вулканов. На самолете “Дуглас” с четырьмя посадками группа добралась до полуострова, получив возможность изучить вулканы с высоты.

В конце 1940-х годов стала меняться обстановка вокруг А.Н. Заварицкого. Сначала была отменена его поездка на 18 Сессию МГК (Лондон, 1948 г.) в качестве руководителя делегации. Начиналось “Красноярское дело”. В 1949 г. Президиум АН СССР создал Комиссию по проверке работы ИГН. Институтом тогда руководил академик И.Ф. Григорьев, который был обвинен в срыве государственного задания и назван “врагом народа”. По мнению Комиссии, директор “засорял” Институт “негодными” кадрами: 43 чел. дворянского и духовного происхождения, 7 — офицеров “старой армии”, 8 — служили у белогвардейских правительств, 13 — были в немецком плену, 5 — отбывали наказание в спецлагерях НКВД; ни один из членов Академии наук из числа сотрудников ИГН не состоял в партии (Летопись Российской академии наук, 2022, с. 283). И.Ф. Григорьев был арестован и вскоре погиб в тюрьме.

Потеря И.Ф. Григорьева, с которым А.Н. Заварицкий одновременно пришел в ГИН, была отнюдь не единственной в его жизни. В студенческие годы он был погружен в науки, однако революция 1905 г. нашла бурный отклик у студенческой молодежи. Среди его педагогов, друзей и знакомых были люди разных политических убеждений — монархисты, кадеты, эсеры и большевики. В 1904–1906 гг. А.Н. Заварицкий состоял в РСДРП(б), поддавшись влиянию друга детства, профессионального революционера А.П. Серебровского. И вступление в партию, и выход из нее были осознанными решениями. Больше своих убеждений он не изменял — до конца жизни оставался беспартийным.



**Фиг. 2.** Фотографии А.Н. Заварицкого разных лет: а – приезд на Магнитную с группой геологов и инженеров; б – А.Н. Заварицкий на месторождении Тюя-Муюн, 1924–1925 гг.; в – А.Н. Заварицкий – руководитель Камчатской экспедиции. Камчатка, 1931 г.; г – А.Н. Заварицкий – руководитель Уральской экскурсии Международного геологического конгресса, 1937 г.; д – А.Н. Заварицкий 1944 г.; е – А.Н. Заварицкий, 1946 г. Камчатка, Авача. Фотографии из коллекции Группы истории геологии ГИН РАН.

В 1937 г. были репрессированы многие геологи, в том числе коллеги А.Н. Заварицкого по “старому” Геологическому комитету – Д.И. Мушкетов и Г.Н. Фредерикс. В застенках НКВД был “выбит” донос и на А.Н. Заварицкого. Но Сталин не поверил – Магнитка была предметом его гордости, и роль геолога в создании металлургического комбината была велика. 10 июля 1937 г., незадолго до открытия 17 Сессии МГК, председателем которой должен был стать Д.И. Мушкетов, Сталин вызвал наркома тяжелой промышленности А.П. Серебровского. Возможно, он хотел узнать его мнение “об участии в конгрессе А.Н. Заварицкого, а также о его роли в становлении металлургической промышленности на Урале <...> Как проходила встреча с вождем – неизвестно. Но Александра Николаевича не тронули. А расстрельный приговор Фредериксу и Мушкетову Сталин подписал собственноручно” (Заварицкий, 2016, с. 10). А.Н. Заварицкий избежал ареста по “Красноярскому делу”, но в 1949 г. его вынудили оставить пост академика-секретаря Отделения геолого-географических наук, и он продолжил заниматься практической геологией.

Лучше всего А.Н. Заварицкий чувствовал себя вдали от больших городов. Маршруты его экспедиций проходили по Казахстану, Камчатке, Средней Азии, Закавказью. Но главным регионом, местом силы, был для него Урал. Его первые экспедиции были на Урал. Здесь он работал в годы обеих мировых и гражданской войн, в разделявшие их мирные, но нелегкие времена, и там же он летом 1952 г. совершил свою последнюю экспедицию вдоль восточного склона Урала. По возвращении Александр Николаевич серьезно заболел и 23 июля 1952 г. скончался во время тяжелой операции в Кремлевской больнице в Москве.

Научное кредо А.Н. Заварицкого: от фактов – к теории. Он стал автором многочисленных трудов: более 200 статей и 35 монографий по геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии, вулканологии; в большинстве из трудов – он единственный автор. Заслуги А.Н. Заварицкого – этого титана геологической науки – были отмечены государственными наградами: Сталинская премия второй (1943 г.) и первой (1946 г.) степени, Орден Ленина (1945 г.), Ленинская премия (1958 г., посмертно).

Авторы выражают глубокую признательность членам семьи за сохранение памяти об А.Н. Заварицком, предоставление бесценной информации о его жизни и продолжение работы по увековечиванию памяти о нем.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Заварицкий А.Д.* Александр Николаевич Заварицкий: К 100-летию со дня рождения. Ред. В.А. Заварицкий. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2014. 136 с.

*Заварицкий А.Д.* “Состоял в РСДРП(б)...”: О юности А.Н. Заварицкого и А.П. Серебровского. СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2016. 248 с.

Летопись Российской академии наук. Т. 7. 1946–1953. М: Архив РАН, 2022. 896 с.

*Обручев В.А.* Краткий отзыв о научных трудах проф. А.Н. Заварицкого // Архив РАН. Ф. 617: Заварицкий Александр Николаевич. Оп. 1. 1936. 8 с.

*Соловьев С.П., Соловьев Н.С.* Александр Николаевич Заварицкий. (1884–1952) // Выдающиеся ученые Геологического Комитета – ВСЕГЕИ. Л.: Наука, 1982. С. 128–149.

О состоянии и задачах научной работы Института геологических наук АН СССР: Стенограмма сессии Расширенного Ученого Совета ИГН АН СССР (Москва, 15–22 ноября, 7 декабря 1948 г.). Отв. ред. И.Г. Малахова. М.: ГЕОС, 2022. 512 с.

*Ферсман А.Е.* Новые силы в составе Академии наук СССР // Природа. 1939. № 6. С. 3–24.

## Основные труды А.Н. Заварицкого

Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Н.-Тагильского округа в 1908 г. // Зап. Горн. ин-та. 1909. Т. 2. Вып. 3. С. 189–212.

Заварицкий А.Н. Гора Магнитная и ее месторождения железных руд: В 2 вып.; 3 ч. Пг. (Л.): Геол. ком., 1922–1927: Вып. 1. Ч. 1. 1922. 280 с.; Ч. 2. 1923. 133 с.; Ч. 3. 1927. 292 с.; Вып. 2. Атлас (соавт. Н. Шадлун). 1922. 38 с. (Тр. Геол. ком. Нов. сер. 1922; Вып. 122).

Заварицкий А.Н. О классификации магматических рудных месторождений // Изв. Геол. ком. 1926. Т. 45. № 2. С. 67–80.

*Заварицкий А.Н.* Геологический очерк месторождений медных руд на Урале: В 2 ч. Л.: Геол. ком., 1927–1929: Ч. 1. Колчеданные месторождения. 1927. 151 с.; Ч. 2. Контактново-метаморфические месторождения. 1929. 179 с. (Тр. Геол. Ком.; Вып. 173).

*Zavaritsky A.N.* Classification of magmatic ore deposits // Econ. Geol. 1927. V. 22. N. 7. P. 678–686.

*Заварицкий А.Н.* Коренные месторождения платины на Урале. Л.: Геол. ком., 1928. 56 с. (Материалы по общей и прикладной геологии; Вып. 108).

- Заварицкий А.Н.* Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще // Тр. ГИН АН СССР. Т. 5. 1936. С. 29–65.
- Заварицкий А.Н., Бетехтин А.Г.* Нижнетагильский дунитовый массив // Международный геологический конгресс. XVII сессия. СССР, 1937. Уральская экскурсия. Северный маршрут. Л.; М.: Гл. ред. геол.-разв. и геодез. лит., 1937. С. 63–73.
- Заварицкий А.Н.* Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы // Петрография Урала: Ч. 1. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1937. С. 7–54. (Петрография СССР / Под ред. акад. Ф.Ю. Левинсон-Лессинга: Сер. 1. Региональная петрография; Вып. 7).
- Заварицкий А.Н., Соколов Г.А.* [Ред.] Хромиты СССР: Т. 2. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 373 с.
- Заварицкий А.Н.* Некоторые основные вопросы геологии Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1941. № 3. С. 36–110.
- Заварицкий А.Н.* Медные месторождения Урала // Вестн. АН СССР. 1943. № 6. С. 42–50.
- Заварицкий А.Н.* О некоторых особенностях колчеданных месторождений Блява, Сибай, Учалы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 1. С. 3–13.
- Заварицкий А.Н.* О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного метаморфизма сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения // Там же. С. 25–41.
- Заварицкий А.Н.* О генезисе колчеданных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1943. № 3. С. 3–18.
- Заварицкий А.Н., Гоньшева В.И.* Определитель горных пород, вмещающих колчеданные залежи Урала. М.: Металлургиздат, 1945. 68 с.
- Колчеданные месторождения Урала: Статьи по геологии и метаморфизму колчеданных месторождений / авт. Заварицкий А.Н., Заварицкий В.А., Шадлун Т.Н., Логинов В.П., Пэк А.В., Иванов С.Н., Кваша Л.Г. М.: Изд-во АН СССР, 1950. 328 с.
- Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях / авт. Бетехтин А.Г., Вольфсон Ф.И., Заварицкий А.Н., Коржинский Д.С., Левицкий О.Д., Николаев В.А., Соколов Г.А. М.: Изд-во АН СССР, 1953. 616 с.; 2-е изд. 1955. 622 с.

**ОСНОВОПОЛОЖНИК МОДЕЛИРОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ  
ОКОЛУРУДНОГО МЕТАСОМАТОЗА.  
К 90-ЛЕТИЮ ГЕОРГИЯ ПАВЛОВИЧА ЗАРАЙСКОГО (1934–2009)**

© 2024 г. В. Ю. Чевычелов<sup>а, \*</sup>, В. Н. Балашов<sup>а</sup>, Ю. Б. Шаповалов<sup>а</sup>, И. В. Викентьев<sup>б</sup>

<sup>а</sup>Институт экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского,  
ул. Академика Осипьяна, 4, Черноголовка, Московская область, 142432 Россия

<sup>б</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

\*E-mail: chev@iem.ac.ru

Поступила в редакцию 20.06.2024 г.

После доработки 30.08.2024 г.

Принята к публикации 30.08.2024 г.



2004 год, Черноголовка. В лаборатории ИЭМ РАН.

Прошло 15 лет, как Георгий Павлович Зарайский покинул этот мир. В 2024 г. исполняется 90 лет со дня его рождения. Он был крупным российским ученым, талантливым экспериментатором и теоретиком, петрологом широкого профиля, много сделавшим для отечественной и мировой геологии. Он стоял у истоков создания Института экспериментальной минералогии РАН, заведовал лабораторией моделей рудных месторождений ИЭМ РАН, являлся профессором кафедры петрологии МГУ, заслуженным деятелем науки РФ, лауреатом премии им. Д.С. Коржинского, имел государственные и научные награды.

Георгий Павлович родился в Донецке 30 ноября 1934 г., окончил школу с золотой медалью. В 1952 году он поступил на Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, на недавно созданную и возглавляемую акад. В.И. Смирновым кафедру Геологии полезных ископаемых. По окончании МГУ работал по распределению на Среднем Урале (1957–1962 гг.), занимался геологическим картированием, поисками и разведкой медноколчеданных месторождений и, благодаря инициативности, целеустремленности, добился больших результатов в полевой

геологии. В 1962 г. Георгий Павлович возвращается в МГУ и поступает в аспирантуру к акад. В.И. Смирнову, на кафедру полезных ископаемых. Кафедра тогда основные свои работы перевела с Кавказа на Южный Урал, в Оренбургскую область, сравнительно слабо изученную в геологическом отношении. В этот период, в 1962–1965 гг., в аспирантуре кафедры обучались, помимо Г.П. Зарайского, многие будущие выдающиеся ученые – А.И. Кривцов, Н.И. Еремин, Г.Б. Наумов, А.М. Рахманов, В.И. Старостин, С. Саркар из Индии. По их воспоминаниям, аспиранты, обитавшие в аспирантской комнате, были на редкость дружны между собой, несмотря на достаточно бурные споры как по научным, так и по другим проблемам. Окно аспирантской на 4-м этаже главного здания МГУ выходило на плоскую крышу, и нередко весной аспиранты через окно выбирались на солнышко позагорать, чему зав. кафедрой не только не препятствовал, но и составлял им компанию...

После защиты в 1965 г. кандидатской диссертации на тему “Геологические условия образования Комсомольского медноколчеданного месторождения на Южном Урале” Георгий Павлович, привлеченный идеями Д.С. Коржинского, начал работать в лаборатории и созданном впоследствии (в 1969 г.) на ее базе Институте экспериментальной минералогии АН СССР (ИЭМ РАН). В ИЭМе он многие годы беспрерывно возглавлял лабораторию метасоматоза, в которой проводились планомерные и очень тщательные экспериментальные исследования. Еще во время работы в геолого-разведочной партии на Урале, пытаясь понять закономерности образования минералов, он пришел к убеждению, что в современной геологии описательный классификационный подход недостаточен. Для ее прогрессивного развития необходим эксперимент.

Основной, без преувеличения, *революционный вклад* Г.П. Зарайского в геологическую науку заключался в создании и развитии нового научного направления – “Моделирование процессов околорудного метасоматоза”. Им впервые в мире была создана соответствующая аппаратура и разработана комплексная методика для экспериментального моделирования и всестороннего исследования метасоматизма. Это позволило на новом экспериментальном уровне последовательно рассмотреть фундаментальные проблемы метасоматической петрологии, такие как происхождение, минеральный состав, физико-химические условия образования,

зональность и динамика формирования метасоматических пород. В лаборатории Г.П. Зарайского были воспроизведены главные типы метасоматических природных колонок. Основные положения теории метасоматической зональности Д.С. Коржинского получили полное экспериментальное подтверждение! Результаты этих работ были опубликованы в серии статей и трех монографиях (Зарайский и др., 1981; 1986; Зарайский, 1989), а также обобщены в докторской диссертации (1990). В последующие годы Г.П. Зарайский активно поддерживал развитие теории зональности и ее обобщение в область макрокинетики геохимических процессов.

С 1991 г., наряду с продолжением фундаментальных исследований метасоматических процессов, Георгий Павлович развивает в своей лаборатории новое актуальное научное направление “Исследование генетических условий формирования редкометалльных (вольфрамовых и танталовых) месторождений, связанных с гранитами”. Опираясь на экспериментальные, полевые данные и теоретические обобщения, он разрабатывает оригинальные поисковые критерии для данного типа месторождений. Кроме этого, он активно занимался и проблемой захоронения радиоактивных отходов, и изучением растворимости основных петрогенных и рудных компонентов как в водных растворах, так и в магматических расплавах, а также многими другими геохимическими и петрологическими задачами. Результаты своих экспериментальных и теоретических работ Г.П. Зарайский максимально использовал при создании курса лекций “Метасоматизм”, который читал студентам кафедры петрологии МГУ начиная с 1982 г.

В.Н. Балашов вспоминает: “Диалектический закон о постепенном переходе количественных изменений в качественные Г.П. не любил и всегда отзывался о нем с иронией, считая откровенно банальным; зато он искренне восхищался законом отрицания отрицания – главным законом поворота спирали развития. Г.П. высоко ценил математику, но всегда стремился дойти до интуитивно понятного физического смысла явлений. Ведь ясный физический смысл – сам по себе критерий истинности. Другая сторона истины открывалась через красоту. Помню, как воодушевленно Г.П. обсуждал знаменитую статью Гейзенберга “Красота в науке”, опубликованную в 1979 году. Г.П. был, по сути, очень философичен и умел ценить и видеть нестандартное, не всегда явное, но очень существенное. В ИЭМе тогда устраивались большие

философские семинары. На одном из них выступил Дмитрий Сергеевич Коржинский и поделился своими нетривиальными идеями о познании в науке. Этот семинар стал предметом нашего многократного обсуждения с Георгием Павловичем. На ИЭМовском философском семинаре Г.П. выступил с большой лекцией о йоге как философском учении. На эту лекцию пришли не только научные сотрудники – весь ИЭМ. Небольшой конференц-зал заполнился до отказа, многим пришлось слушать стоя. Думается, тогда для многих было большим откровением узнать, что истинная цель йоги не в физическом самосовершенствовании, а в духовном”.

Георгий Павлович всегда говорил, что хотел стать настоящим полевым геологом, непосредственно соприкасающимся с природой. Эту любовь к “полю” он сохранил на всю свою жизнь.

Г.П. ежегодно старался проводить полевые исследования на изучаемых в своей лаборатории эталонных редкометальных месторождениях (W-Мо-месторождение Акчатау в Центральном Казахстане, Орловское и Этыкинское танталовые месторождения в Восточном Забайкалье, Та-Nb и Nb-минерализация на Полярном, Среднем и Южном Урале и др.). При этом львиную долю как организационных, так и подготовительных научных забот он всегда брал на себя. Обычно в этих полевых работах участвовало много молодежи (студентов и аспирантов), которых Г.П. приобщал к “настоящей” геологии. Вокруг него постоянно кипела жизнь. Последняя геологическая экспедиция под его руководством была проведена в июне-июле 2009 г. на рудных объектах Ильменских и Вишневых гор (Южный и Средний Урал), а также на Блявинском медноколчеданном месторождении.



МГУ, 1965 год. На защите кандидатской диссертации.

Последняя из упомянутых тем — это его возвращение к работам, начатым в Оренбуржье в аспирантуре МГУ (Зарайский, 1965; Яковлев и др., 1965). Г.П. Зарайским показано, что в формировании месторождений Блявинского рудного поля важную контролирующую роль играли линейные тела риодацитовых порфиров и эксплозивных брекчий. Он, вслед за А.Н. Заварицким, считал их инъекционными субвулканическими (Зарайский, 2009). Эти породы при разведке месторождений принимались за туфы и туфобрекчии. В обломках брекчий присутствуют базальты и вулканогенно-осадочные породы силурийской толщи, субвулканические риодациты, а также плагиограниты, не встречающиеся в районе. Брекчии образуют субпластовые, трубообразные тела и дайки; в основном они локализованы вблизи колчеданных залежей, облекая их по периферии. Местами в рудных телах встречаются реликты брекчий в виде обломков плагиогранитов, гранофилов и микропегматитов. Георгий Павлович полагал, что все вулканические образования района генетически связаны с эволюцией единого магматического очага, со сменой подводных трещинных излияний базальтов поздними субвулканическими телами кислого состава. Колчеданообразование завершало вулканизм и тесно ассоциировало с поздними телами риолитов и эксплозивных брекчий (Зарайский, 1965, Бородаев и др., 1965).

Георгий Павлович был истинным ученым, имея одну главную страсть — науку. Он не соглашался променять заведование лабораторией на более высокую должность, так как слишком много значили для него непосредственные научные занятия. Он был очень хорошим завлабом, который объединял сотрудников, увлекая общей идеей, и в то же время каждому давал возможность работать самостоятельно без мелочной опеки. Хочется особо отметить редкую способность Георгия Павловича излагать довольно сложный материал без упрощений, но в доступном и понятном обычным полевым геологам виде, как пример, можно привести его статьи (Зарайский, 2004; Зарайский и др., 2008, 2009; Zaraisky et al., 2010).

Г.П. Зарайский был редким по своим душевным качествам человеком, обладающим колоссальной энергией и работоспособностью, преданностью в дружбе, с удивительным чувством такта и обаянием. Больше всего, конечно, он любил свою семью, родных, близких. Он был очень доброжелателен к людям,

искренне стремился вникнуть в их нужды, помочь, поддержать в трудную минуту. Характерной и очень привлекательной чертой Г.П. была его органическая способность всегда хорошо говорить о других людях, находить и открывать в них многие достоинства и большие способности. Люди, чувствуя внимание и заботу, отвечали ему взаимностью, любовью и уважением, и для многих своих друзей и коллег он был не только высоким научным, но и моральным авторитетом.

Он ценил и понимал поэзию, сам писал стихи, во время учебы играл в театре при МГУ, очень любил праздники и застольные русские народные песни. Георгий Павлович вел активный образ жизни, несмотря на интенсивную научную деятельность, поддерживал хорошую спортивную форму, занимаясь бегом, плаванием, лыжами. Он являлся одним из создателей Клуба Любителей Бега в Черноголовке в 1980-х годах, участвовал во множестве соревнований, в том числе почти ежегодно в марафонских забегах (42 км 195 м).

Георгий Павлович навсегда оставил частицу своей широкой души и таланта в памяти всех его многочисленных друзей и коллег-геологов.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зарайский Г.П.* Геологические условия формирования Комсомольского медноколчеданного месторождения на Южном Урале // Автореф. дис. ... канд.г.-м. наук. М.: МГУ, 1965. 26 с.
- Яковлев Г.Ф., Зарайский Г.П., Старостин В.И.* Субвулканические тела кислого состава и медноколчеданное оруденение Блявинского района (Южный Урал) // Советская геология, 1965. № 4. С. 3–18. (переводная версия: *Yakovlev G.F., Zarayskiy G.P., Starostin V.I.* Subvolcanic bodies of acid composition and copper pyrite mineralization of Blyava district (South Ural) // *Int. Geol. Rev.* 1966. V. 8(9). P. 1017–1028).
- Бородаев Ю.С., Гончарова Т.Я., Зарайский Г.П., Яковлев Г.Ф.* Эксплозивные брекчии на медноколчеданных месторождениях Блявинского рудного поля (Южный Урал) // Геология рудных месторождений. 1965. Т. 7. № 6. С. 49–63.
- Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н.* Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.
- Зарайский Г.П., Жариков В.А., Стояновская Ф.М., Балашов В.Н.* Экспериментальное исследование биметасоматического скарнообразования. М.: Наука, 1986. 232 с.
- Зарайский Г.П.* Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 340 с.
- Зарайский Г.П.* Зональность и условия образования метасоматических пород. Дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Черноголовка, 1990. 329 с.

- Зарайский Г.П.* Экспериментальное исследование метасоматизма // *Метасоматизм и метасоматические породы*. М.: Научный мир, 1998. С. 141–164.
- Зарайский Г.П.* Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитным магматизмом // *Смирновский сборник - 2004*. М.: Фонд им. акад. В.И. Смирнова, 2004. С. 105–192.
- Зарайский Г.П., Чевычелов В.Ю., Аксюк А.М., Коржинская В.С., Котова Н.П., Редкин А.Ф., Бородулин Г.П.* Экспериментальное обоснование физико-химической модели образования месторождений тантала, связанных с литий-фтористыми гранитами // *Экспериментальные исследования эндогенных процессов. Памяти академика В.А. Жарикова*. Черногловка: Изд-во ИПХФ РАН, 2008. С. 86–109.
- Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Девятова В.Н., Удорткина О.В., Чевычелов В.Ю.* Цирконий-гафниевый индикатор фракционирования редкометальных гранитов // *Петрология*. 2009. Т. 17. № 1. С. 28–50.
- Зарайский Г.П.* Эксплозивные брекчии как индикаторы генетической связи колчеданного оруденения с магматизмом на примере Блявинско-Комсомольского рудного поля (Южный Урал) // *Магматизм и рудообразование: Матер. конф., посвященной 125-летию со дня рожд. ак. А.Н. Заварицкого (19 марта 2009 г.)*. М.: изд-во “Пробел-2000”, 2009. С. 186–192.
- Zaraisky G.P., Korzhinskaya V., Kotova N.* Experimental studies of Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> and columbite-tantalite solubility in fluoride solutions from 300 to 550°C and 50 to 100 MPa // *Mineral. Petrol.* 2010. V. 99. № 3–4. P. 287–300.