

УДК 553.3

**К 100-летию организации А. Н. Заварицким экспедиции
по поискам платиноидов на Полярном Урале**

**ПЛАТИНО-ПАЛЛАДИЕВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ ВАСИЛИНОВСКОЕ –
НОВЫЙ ТИП МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ОФИОЛИТАХ ПОЛЯРНОГО
УРАЛА. СООБЩЕНИЕ 2. МЕТАМОРФИЗМ, РТХ-ПАРАМЕТРЫ
И ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА¹**

©2025 г. И. В. Викентьев^{а, *}, Е. Э. Тюкова^{а, b}, А. В. Чугаев^а, И. Д. Соболев^а, М. А. Якушик^{а, c},
Е. О. Грознова^а, Ю. Н. Иванова^а, А. П. Кондрикова^а, В. Д. Мокрый^а

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

^bНаучный геоинформационный центр РАН, Москва, 119019 Россия

^cИнститут экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского,
ул. Академика Осипяна, 4, Черноголовка, Московская обл., 142432 Россия

*E-mail: viken@igem.ru

Поступила в редакцию 18.06.2024 г.

После доработки 25.09.2024 г.

Принята к публикации 30.10.2024 г.

Для нового благороднометалльного (Pt-Au-Pd) малосульфидного рудопроявления Василюновское, у пос. Харп Ямало-Ненецкого автономного округа, детально изучены вмещающие амфиболизированные габброиды, предположительно относимые к кэршорскому комплексу, который датирован в основном поздним ордовиком. При воздействии процессов метаморфизма, вплоть до появления амфиболитов, в них образовались ряд генераций амфиболов и плагиоклазов, затем по ним развились эпидот, хлорит и некоторые другие. Пиковые РТ-параметры, вероятно, достигали ~6 кбар и ~700 °С; для более позднего парагенезиса – ~4 кбар и ~650 °С, снижаясь до 1 кбар и ~550 °С, таким образом шла декомпрессия. Оценки поздних низкотемпературных преобразований по хлориту находятся в интервале температур 275–100 °С. В этих породах развиты зоны минерализации (от первых см до 50 м, сульфидов 1–3 об. %), где платиноиды представлены выделениями минералов палладия микронного размера – теллуридов (меренскиита, тегагмита, котульскита, сопчеита), антимонидов (стибиопалладинита, садберрита) и арсеноантимонидов (мышьяковистый стибипалладинит, изомертиит), а также иных – мончеита, самородного осмия и некоторых других. Образование парагенезисов благородных металлов связано с позднемагматическими процессами, а также с перераспределением ранней минерализации последующими магматогенными гидротермальными флюидами, вплоть до температуры ~250 °С; давление снижалось от ~0.9–1.3 до ~0.4–0.5 кбар. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (‰) в пирите проявления изменяется от –4.2 до +6.3, в халькопирите от –1.6 до +4.2; в пирите его фланга $\delta^{34}\text{S} = -2.02 \dots +2.72$, в халькопирите $\delta^{34}\text{S} = -1.74 \dots +0.29$. По Pb-Th-U изотопным параметрам и по изотопному составу серы сульфидов источники изученной малосульфидной минерализации схожи с источниками мантийного типа.

Ключевые слова: габбро, амфиболиты, палладий, платина, золото, метаморфизм, флюиды, РТХ-условия, источники рудного вещества, Полярный Урал

DOI: 10.31857/S0016777025020017, EDN: TWMLQL

ВВЕДЕНИЕ

В осевой части Полярного Урала локализованы вытянутые в юго-западном направлении офиолитовые массивы Рай-Из и Войкаро-Сынынский,

окаймленные с юго-востока полосой габбро-амфиболитов, которые представляют верхи мантийной последовательности, с переходом к нижней коре (Савельев, Савельева, 1977; Строев и др., 1990; Куренков и др., 2002). Разрез пород

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

офиолитовой ассоциации, вскрытый от подошвы к кровле Войкаро-Сыньинского массива, включает райизско-войкарский дунит-гарцбургитовый комплекс (ультрамафитовые рести-ты, V_1 -Е), кэршорский ультрамафит-мафитовый (дунит-верлит-клинопироксенит-габбровый) комплекс (O_3) и лагортаюский комплекс параллельных даек (O_3). Юго-восточнее расположены островодужные ордовикско-девонские вулканогенные, осадочно-вулканогенные и осадочные образования, а также отчасти комагматичные им преимущественно девонские габброиды, гранитоиды и монцонитоиды Собского батолита, объединенные в надсубдукционный Войкарский вулcano-плутонический пояс (Язева, Бочкарев, 1984).

На Полярном Урале выявлены единичные являющиеся промышленными и многие остающиеся неоцененными рудные объекты (Основные ..., 2010), в основном тяготеющие к палеозойским островодужным комплексам. Разрабатываются лишь хромиты массива Рай-Из. Завершена разведка двух месторождений — Au-Fe-рудного Новогоднее Монто и крупного золоторудного Петропавловского (Викентьев и др., 2017). Есть перспектива, но пока ограниченная, выявления здесь Pt-Pd месторождений, на что еще век назад, в 1925 г., рассчитывал А.Н. Заварицкий, проводя в районе Рай-Иза поисковые работы (Заварицкий, 1932). Ее поддерживают находки микровключений платиноидов и наличие точек минерализации и отдельных рудопроявлений (Волченко, 1986; Строение ..., 1990; Гурская, Смелова, 2003 и др.).

Элементы платиновой группы (ЭПГ) — ключевой для Урала вид минерального сырья (Золотов и др., 2001). Еще в 1908 г., работая рудничным геологом на Среднем Урале, А.Н. Заварицкий изучил коренные проявления платины и установил 17 новых месторождений (Заварицкий, 1909). Возвращаясь к ним не раз в 1920–1930-х гг., он изложил свои взгляды на генезис этих месторождений (Заварицкий, 1928): платина выделялась в заключительные моменты кристаллизации дунитовой магмы; кристаллизация Pt-минералов началась до окончательного застывания магмы и продолжалась в непосредственно следующий за застыванием период. Важным является выдвинутое им положение, что перенос и отложение платины тесно связаны с летучими компонентами расплава.

Судя по разрозненным сведениям, минералы платиноидов довольно часто встречаются

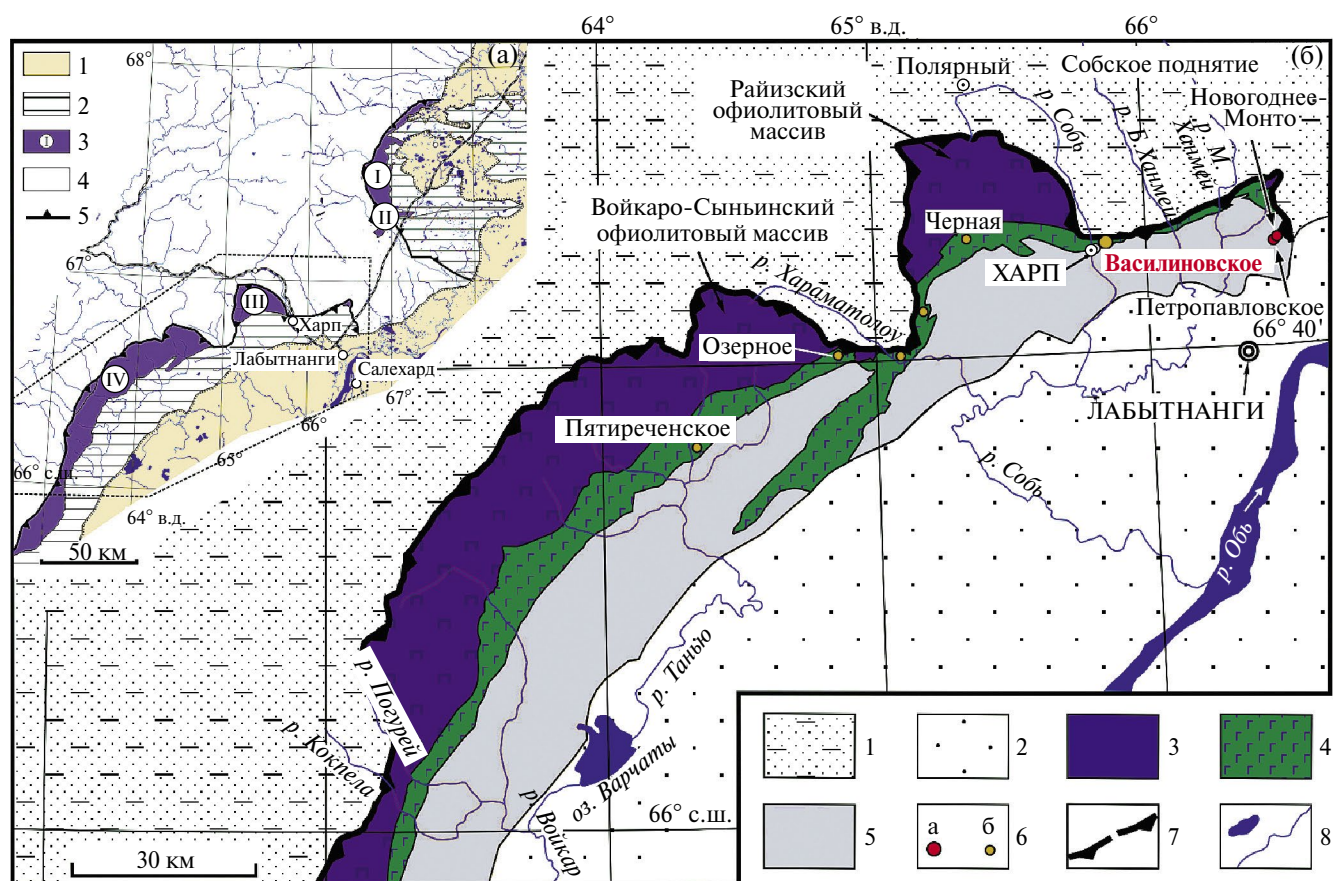
на восточном склоне Полярного Урала, хотя и в выделениях лишь микронного размера, особенно в пироксенитах и габброидах *кэршорского комплекса* (Кузнецов и др., 2004, 2013; Шишкин и др., 2007; Шайбеков и др., 2012 и др.). Образования этого комплекса с юго-востока обрамляют ультрабазитовые массивы (фиг. 1); в его состав входят перемежающиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбро, подчиненные им анортозиты, зачастую тектонически нарушенные и метаморфизованные вплоть до амфиболитовой фации (Савельева, 1987; Ремизов, 2004).

На участке Амфиболитовый Василиновского рудопроявления (Приложение S1), лежащего в той же полосе, породы в основном представлены габброидами, которые отнесены на последних геологических картах (Шишкин и др., 2007; Прямоносков и др., 2013; Зылева и др., 2014) к кэршорскому комплексу, хотя их принадлежность только к этому комплексу не бесспорна (Шмелев, Мон, 2013). На рудном поле, в 1.5 км к югу от участка Амфиболитовый, вскрыты карьерами строительного камня габброиды и диоритоиды участка Подгорненский (см. Приложение S1). Этот участок, по сути, южный фланг Василиновского проявления, также несет мало-сульфидную минерализацию (но практически без ЭПГ).

Согласно обобщениям (Викентьев и др., 2023, 2024), породы кэршорского комплекса перспективны для Pt-Pd оруденения; с ними связаны зоны вкрапленности титаномagnetита с подчиненной медно-благороднометалльной минерализацией, а концентрации Pd+Pt составляют от десятков мг/т до десятков г/т по единичным пробам (Прямоносков и др., 2013). Значимым является проявление Озерное (см. фиг. 1), близкое месторождениям Среднего Урала — Волковскому и Баронскому (Золотов и др., 2001); проявление изучено (Шишкин и др., 2007; Пыстин и др., 2011; Murzin et al., 2022 и др.), а его ресурсы оценены проходкой траншей и скважин.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Среди методов исследования мы использовали наземные геологические и геолого-геохимические методы оценки возможного оруденения, а также комплекс лабораторных методов. В Сообщение 2, наряду с материалами прошлых лет, вошли результаты документации новых уступов карьера, пройденных в 2024 г. в карьере строительного камня Амфиболитовый (Василиновское рудопроявление). Отбор



Фиг. 1. Положение Василиновского рудопоявления в складчато-надвиговой структуре Полярного Урала. Геологическая основа по (Душин, 1997; Шишкин и др., 2007; Зылева и др., 2014), с упрощениями. На врезке (а): 1 – палеоген-четвертичные отложения Западно-Сибирской плиты; 2 – магматические и осадочно-вулканогенные палеозойские образования палеоокеанического сектора; 3 – массивы ультрамафитов: I – Сыум-Кеу, II – Харчеруз, III – Рай-Из, IV – Войкаро-Сыньинский; 4 – рифейско-палеозойские образования палеоконтинентального сектора; 5 – Главная Уральская сutura; точечным контуром показан увеличенный фрагмент. (б) – схема строения Войкарской зоны: 1 – позднедокембрийские и палеозойские образования деформированного края Восточно-Европейской платформы; 2 – мезозойско-кайнозойский чехол Западно-Сибирской плиты; 3–5 – образования Войкарской зоны: 3, 4 – предположительно ордовикские метаморфизованные гарибургиты и дуниты (3), верлиты, клинопироксениты и габброиды (4), 5 – преимущественно ордовикско-девонские магматические и осадочно-вулканогенные образования Войкарского вулcano-плутонического надсубдукционного пояса; 6 – благороднометалльные объекты: месторождения золота (а), Pd-Cu и Pt-Au-Pd рудопоявления (б); 7 – Главная Уральская сutura; 8 – реки, озера.

представительных образцов производился с привязкой по GPS-навигатору.

Микроскопические исследования. Изучение рудных и нерудных минералов осуществлялось с помощью методов оптической микроскопии (микроскопы Nikon DS-5Mc-L2, а также Olympus BX51, скомбинированный с многомасштабным анализатором структуры SIAMSACM.1), сопровождалось исследованиями методами сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) и рентгеноспектрального микроанализа (РСМА). Исследование содержаний основных компонентов минералов выполнено на рентгеноспектральном микроанализаторе Jeol JXA-8200.

Микротермометрические исследования флюидных включений (ФВ) в кварце проводились на термोकриокамере THMSG-600 Linkam с использованием высокоразрешающего длиннофокусного объектива 50× Olympus. Используемая техника позволяет фиксировать фазовые превращения во включениях размером более 5 мкм. Исследования проводились в интервале температур от -196 до $+600$ °C, с точностью измерений $\pm 0.2^\circ$ в интервале температур от $+60$ до -60 °C и $\pm 1.5...2$ °C за пределами этого интервала. Поправка на давление не вводилась, поэтому приводимые температуры гомогенизации ($T_{\text{гом}}$) соответствуют минимальной температуре

минералообразования. Состав и концентрация растворов изучались методом криометрии. По температуре плавления эвтектики ($T_{эвт}$) определялся солевой состав растворов, было принято, что $T_{эвт}$ от -21.2 до -33.6 °C соответствует растворам Na-хлоридного состава, растворы с $T_{эвт}$ от -33.6 до -49.8 °C интерпретировались как растворы Mg-хлоридного состава (Spenser et al., 1990; Devis et al., 1990), а ниже -49.8 °C — растворы, в которых преобладает Ca (Crawford, 1981). Однако измеренные $T_{эвт}$ растворов практически всех изученных ФВ имеют значения ниже, чем $T_{эвт}$ химически чистых систем, что обусловлено присутствием в растворах небольших количеств иных катионов — K, Fe, Si и разнообразных рудных компонентов. Поэтому рассматриваемые ниже составы растворов отражают лишь количественно преобладающий в них солевой компонент.

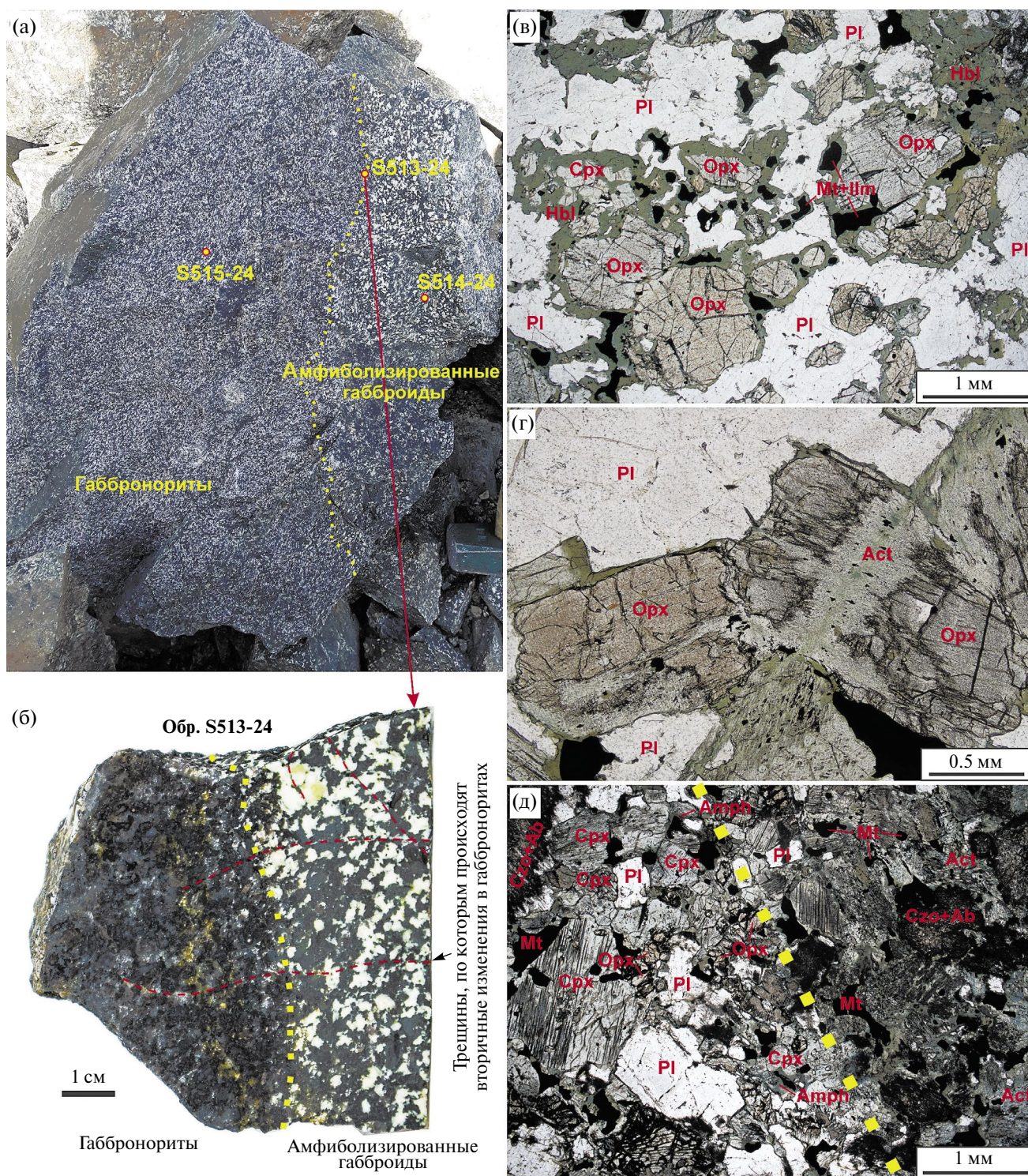
Pb-Pb изотопные данные получены с помощью высокоточного метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS) в ИГЕМ РАН согласно методике, описанной в работе (Чернышев и др., 2007). *Изотопный анализ серы* сульфидов выполнен в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований СО РАН Реутским В.Н. (ИГМ СО РАН). Определения проведены с использованием газового изотопного масс-спектрометра Delta V Advantage в режиме двойного напуска. Процедуру подготовки проб и масс-спектрометрических измерений контролировали набором образцов стандартного изотопного состава серы IAEA-S-1, IAEA-S-2, IAEA-S-3 и NBS-127, а также лабораторных стандартов. Величины $\delta^{34}\text{S}$ приведены относительно стандарта VCDT, воспроизводимость значений не хуже 0.2‰ (2σ).

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ГАББРОИДЫ И ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

В рассматриваемом Василиновском рудном поле наиболее широко развиты амфиболизированные габброиды, в меньшем объеме — пироксениты. После предварительных описаний габброидов (Викентьев и др., 2024) мы вернемся к их характеристике, делая акцент на их метаморфических преобразованиях. В карьере Амфиболитовый (см. Приложение S1, S2) преобладают в различной степени метаморфизованные *амфиболизированные габброиды* — темно-зеленовато-серые, массивные, такситовые и полосчатые, преимущественно

порфировидные, мелко-среднезернистые, с сочетанием структур — реликтовой габбровой и наложенной лепидогранонематобластовой. Породы сложены роговой обманкой, актинолитом и хлоритом, развивающимися по пироксену (часто встречается в виде реликтов в центральных частях зерен амфибола), а также в различной степени сосюритизированными, эпидотизированными и альбитизированными зернами плагиоклаза, слагающими как вкрапленники, так и основную массу. На некоторых участках габброиды постепенно приобретают более ярко выраженную полосчатую текстуру с характерным чередованием меланократовых (темно-зеленовато-серых) и лейкократовых (светло-серых) разностей. Степень вышеописанных вторичных преобразований при этом нарастает, вплоть до полной перекристаллизации и образования *апогаббровых бластомилонитов (амфиболитов)* — пород с мелкокристаллической нематогранобластовой структурой, которые на рудопроявлении играют подчиненную роль, маркируя области тектонического течения.

Здесь же в карьере Амфиболитовый, в ходе полевых работ 2024 года, в восточной и северной стенках (Приложение S3) нами закартированы практически неизменные участки пород — *габбронориты, содержащие роговую обманку*. В одних случаях переход между габброноритами и метаморфизованными габброидами на макроуровне (в обнажении) резкий и четкий (фиг. 2а, б, д), часто совпадает с пересекающимися системами трещин; на микроуровне (в шлифах) переход к сильно измененным породам происходит на участках шириной лишь 0.5–3 см. В иных случаях актинолитизация и сосюритизация габброноритов нарастает постепенно, на протяжении 0.5–1 м; породы при этом приобретают диррективную (полосчатую) текстуру. Переход от габброноритов к амфиболизированным габброидам выражен в основном в повышении степени актинолитизации клино- и ортопироксена, замещении тальком ортопироксена и сосюритизации плагиоклаза (см. фиг. 2). Местами в габброноритах отмечаются пересекающиеся системы трещин, выполненные актинолитом, около которых клино- и ортопироксен также актинолитизируются по трещинам спайности (фиг. 2г), но при этом роговая обманка, обретающая зерна клино- и ортопироксена, и плагиоклаз вторичным преобразованиям практически не подвержены.



Фиг. 2. Макро- и микрофотографии, демонстрирующие характер перехода неизмененных габброноритов в актинолитизированные и сосюритизированные габброиды Au-Pd проявления Василиновское (Амфиболитовый уч-к). а, б — резкий переход габброноритов в актинолитизированные габброиды (а — в стенке карьера, б — в пришлифовке (обр. S513-24)); в — габбронориты содержащие роговую обманку (обр. S515-24); г — в габброноритах две системы трещин, выполненных актинолитом, около которых происходит актинолитизация зерен клино- и ортопироксена по трещинам спайности (обр. S208-21); д — переход от габброноритов к актинолитизированным и сосюритизированным габброидам в шлифе (в левой части фотографии — слабо измененные породы, в правой части — степень вторичных преобразований резко увеличивается) (обр. S513-24). Сокращения: Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Hbl — роговая обманка, Pl — плагиоклаз, Act — актинолит, Amph — амфибол, Mt+Ilm — магнетит-ильменитовые агрегаты (продукты распада титаномagnetита), Czo+Ab — альбит-клиноцоизитовые агрегаты по плагиоклазу.

*Петрография метаморфических изменений
габброидов*

Амфиболизированные габброиды проявления **Василиновское** (Амфиболитовый уч-к) — породы, сочетающие в себе реликтовую габбровую порфировидную и неравномернотекстурную мелко-среднезернистую и наложенную лепидонематогранобластовую структуры, массивную или полосчатую текстуры. Породообразующие минералы представлены преимущественно амфиболом, часто с реликтами клинопироксена в центральных частях зерен, сосюритизированным плагиоклазом и магнетит-ильменитовыми агрегатами (продуктом распада титаномagnetита) (до 6 об. %). Соотношение плагиоклаза и амфибола в породах сильно варьирует, образуя сегрегации (“полосы”) с содержанием последнего от 15 до 80 об. %, но преобладающими являются мезократовые разности со слабым преобладанием темноцветных минералов над плагиоклазом. В некоторых шлифах отмечается поздний кварц, представленный ксеноморфными волнисто-гаснущими зернами в виде индивидов в массе и тончайших просечек в трещинах. Содержание кварца в породе обычно не превышает 2 об. %, в отдельных случаях до 10 об. %.

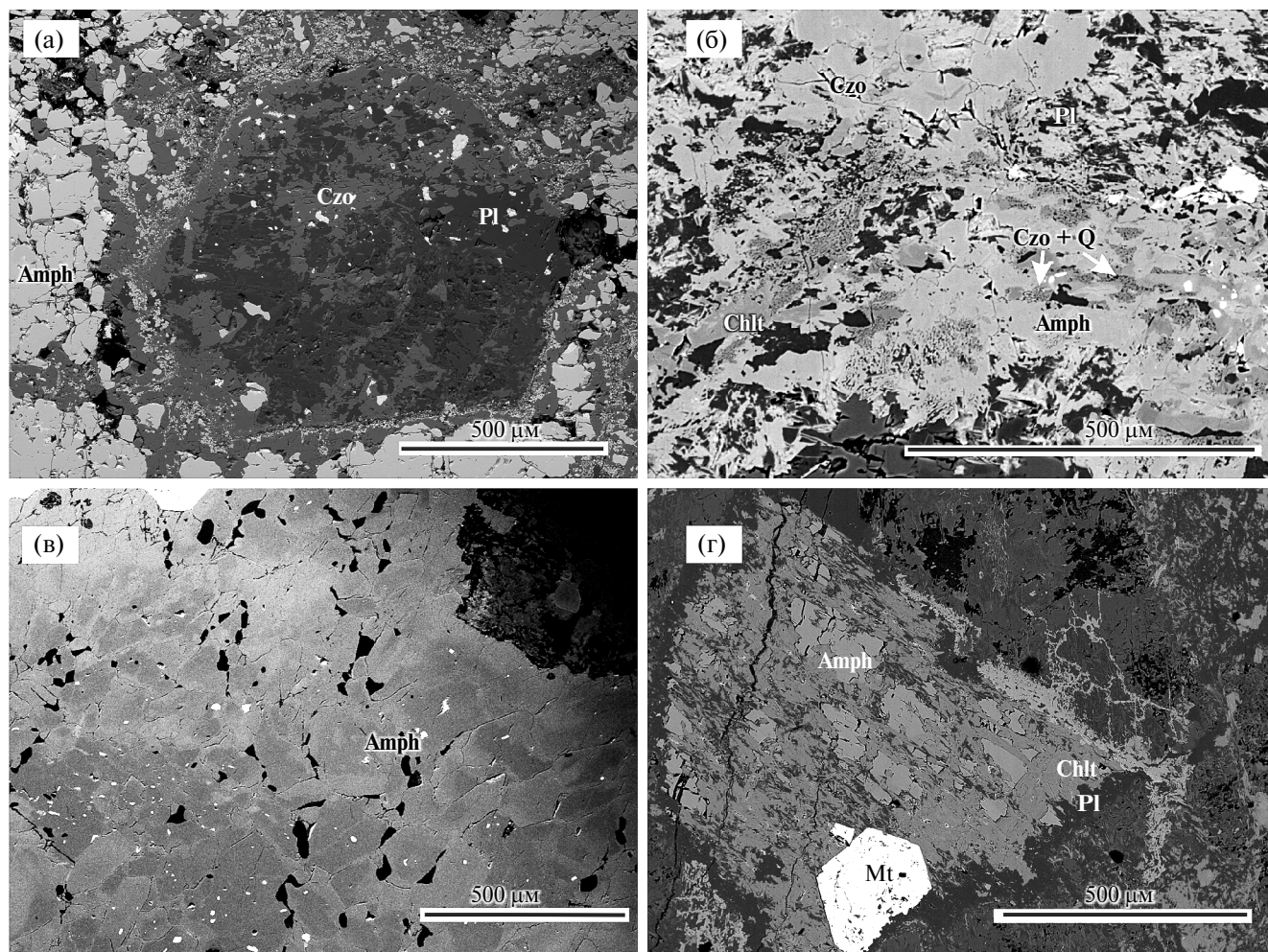
Амфибол замещает кристаллы пироксенов и представлен двумя разновидностями (фиг. 3в): 1) агрегатами зерен с ромбическими сечениями со спайностью в 2-х направлениях (вероятно, паргаситом); 2) сноповидными агрегатами минерала актинолит-тремолитового ряда, которые развиваются по более раннему амфиболу. Амфибол первой генерации в слабо амфиболизированных разностях чаще всего замещает зерна клинопироксена по краям, но также отмечается в клинопироксене в виде равномерно распределенных вкраплений по трещинам спайности; в сильно амфиболизированных разностях он слагает субидiomорфные или идиоморфные зерна размером до 0.5–2 мм, которые часто образуют меланократовые сегрегации. В амфиболах фиксируются вытянутые ксеноморфные участки эпидот-кварцевых сростаний размером до 0.01 мм (фиг. 3б). По трещинам спайности и по краям в амфиболе развиваются хлориты (фиг. 3г), иногда сохраняя реликтовыми только ядра его кристаллов; они иногда образуют прожилки в матриксе породы, формируя субидiomорфные кристаллы размером до 0.5 мм.

Плагиоклаз встречается как в виде реликтовых вкрапленников, размером 2–4 мм, так и в основной массе. Обычно зерна сильно сосюритизированы (замещены преимущественно

минералами эпидот—цоизитового ряда и альбитом) (фиг. 3а); неизменные реликты плагиоклаза с полисинтетическим двойникованием составляют до 5 об. % пород. Поздний кислый плагиоклаз (альбит) формирует коронарные оторочки вокруг зерен амфибола (фиг. 3г).

Апогаббровые амфиболиты (бластомилониты) — отличаются от описанных выше амфиболизированных габброидов полностью новообразованной гранонематобластовой мелкокристаллической структурой, которая обусловлена совместным ростом новообразованных зерен амфибола и плагиоклаза.

Метаморфические преобразования в породах участка **Подгорненский** (Приложение S1, S4) проявлены значительно слабее, чем в габброидах карьера Амфиболитовый. Породы здесь более разнообразны и представлены *роговообманковым габбро, диоритами, кварцевыми диоритами и плагиогранодиоритами* с порфировидной габбровой или гипидиоморфнозернистой пойкилоофитовой структурой, массивной или неясно полосчатой текстурой. В редких случаях отмечаются катаклазированные разности диоритов с брекчиевой структурой. В зависимости от состава пород, доли порообразующих минералов сильно варьируют: плагиоклаз (15–60 об. %), роговая обманка (20–70 об. %), биотит (до 1–2 об. %) и кварц (1–20 об. %). Во всех разностях пород присутствуют крупные (длиной 2–12 мм) порфировидные субидiomорфные выделения роговой обманки с большим количеством пойкилитовых вростков (длиной 0.03–0.2 мм) таблитчатого полисинтетически-сдвойникового плагиоклаза (фиг. 4а, б) и ильменит-магнетитовых агрегатов, образующих структуры распада. Крайне редко внутри наиболее крупных зерен роговой обманки встречаются небольшие реликты пироксена. Плагиоклаз представлен небольшими, длиной 1–2 мм субидiomорфными вкрапленниками; более мелкие таблички слагают основную мелкозернистую массу. Вкрапленники плагиоклаза имеют отчетливо-выраженную осцилляторную зональность, которая довольно часто сопровождается интенсивной сосюритизацией (развиваются минералы эпидот—цоизитового ряда и альбит) ядерных или промежуточных зон (фиг. 4а, г); края плагиоклаза в значительно меньшей степени подвержены преобразованиям, иногда по ним развиваются серицит и небольшая альбитовая кайма. В отличие от пород Амфиболитового участка, здесь значительно чаще сохраняются реликты основного плагиоклаза. Также присутствуют зерна биотита (длиной 0.05–2 мм), трассирующие зонки рассеянного



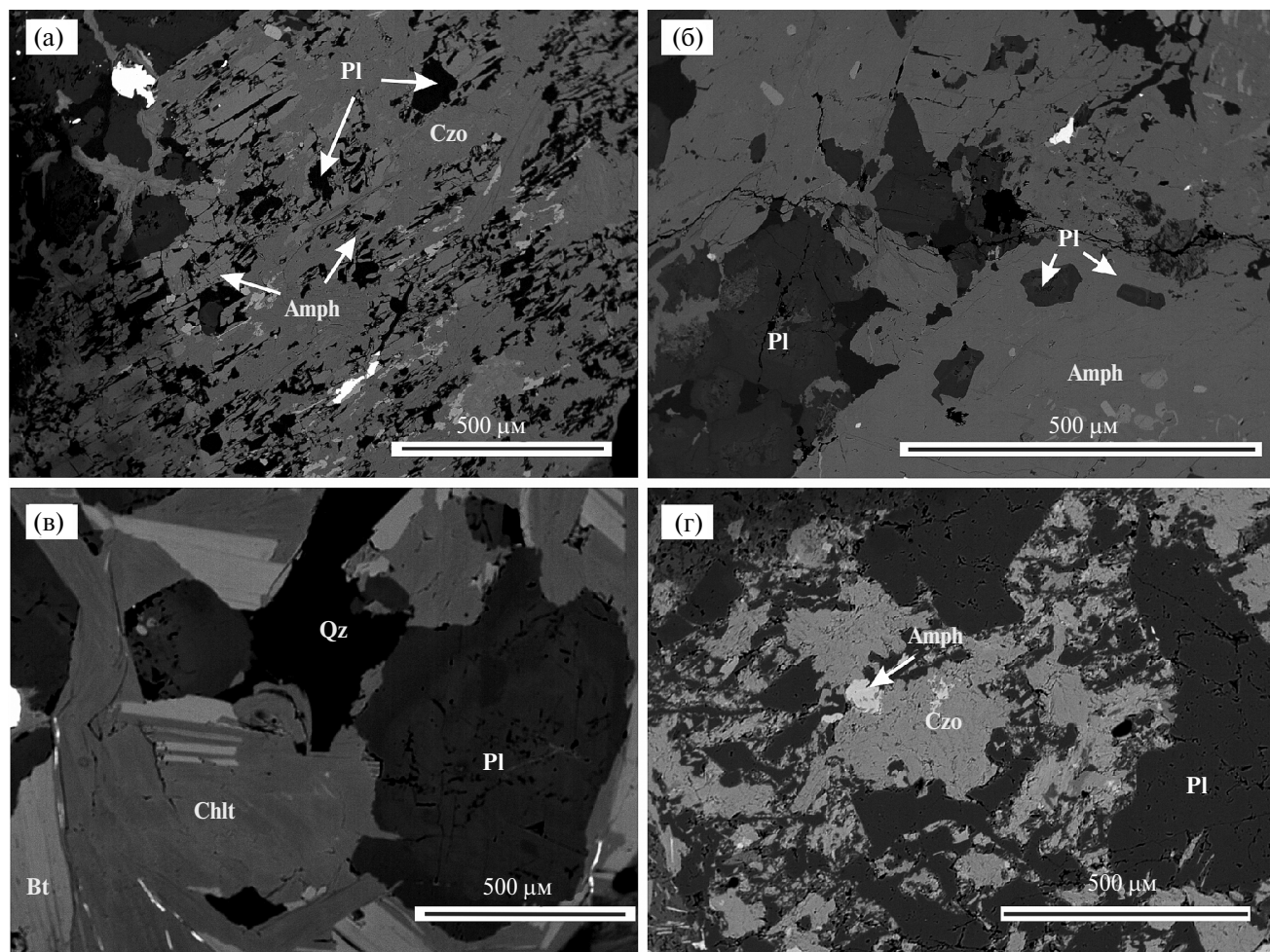
Фиг. 3. Взаимоотношения минералов и структурно-текстурные особенности метагабброидов Василювского рудопроявления (участок Амфиболитовый). а – BSE изображение измененного вкрапленника плагиоклаза, который замещается минералом группы эпидота, обр. 22/1379; б – BSE изображение клиноцоизит(?)–кварцевых сростаний, которые развиваются по крупным зернам плагиоклаза, обр. 19/949; в – контрастное BSE изображение химической неоднородности в амфиболе, обр. 22/1379; г – BSE изображение реликтового зерна амфибола, замещающегося хлоритом с коронарным альбитом, обр. 18/475; сокращения (здесь и на фиг. 4): Amph – амфибол, Chlt – хлорит, Czo – клиноцоизит (эпидот), Pl – плагиоклаз, Q – кварц, Bt – биотит, Mt – магнетит.

рассланцевания и катаклаза. В некоторых разностях пород встречаются редкие вкрапленники биотита длиной 3–5 мм с большим количеством пойкилитовых вростков субидiomорфных лейст плагиоклаза. По биотиту часто развивается хлорит (фиг. 4в), иногда он формирует крупные агрегаты, частично замещающие зерна роговой обманки. Кварц занимает подчиненное положение, образуя ксеноморфные зерна с заливообразными очертаниями.

Химический состав породообразующих минералов

Амфиболы в породах участка **Амфиболитовый** рудопроявления Василювское представляют силикаты паргасит-тремолитового ряда. Их

глинозёмистость $Al/(Al+Mg+Fe+Ti+Mn+Si+Cr)$ варьирует от 0.21 до 0.05, кальциевость $Ca/(Ca+Na+K)$ – от 0.8 до почти чистых составов тремолит-актинолита, магнезиальность $Mg/(Mg+Fe)$ возрастает от 0.4 у щелочных составов амфиболов до 0.7 у кальциевых (табл. 1). Концентрация алюминия в тетраэдрической координации колеблется в основном от 1.5 до 0.1, а в октаэдрической позиции – от 0.8 до 0.1, общее содержание алюминия снижается до 0.5 в тетраэдрической и 0.1 в октаэдрической позициях. Такое резкое уменьшение содержания алюминия в тетраэдрической позиции происходит при эволюции составов амфибола с уменьшением доли октаэдрического алюминия совместно



Фиг. 4. Взаимоотношения минералов и структурно-текстурные особенности диоритоидов участка Подгорненский. а – BSE изображение фрагмента зерна роговой обманки, по которой развивается клиноцоизит(?) и кислый(?) плагиоклаз, обр. А3-9-19; б – BSE изображение взаимоотношений амфиболов и зерен плагиоклаза, обр. А3-9-19; в – контрастное BSE изображение замещения биотита хлоритом, обр. А3-22; г – BSE изображение зерна плагиоклаза, который замещается клиноцоизитом, обр. А3-22.

Таблица 1. Представительные анализы составов амфибола участка Амфиболитовый (мас. %)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
19/949*	43.66	0.98	12.28	19.33	0.28	8.72	11.99	1.22	0.51
19/805*	45.12	0.45	12.05	18.06	0.43	9.78	11.81	1.27	0.39
19/1029*	43.60	0.63	10.96	16.60	0.28	9.48	9.72	1.70	0.27
18/475*	48.22	0.62	8.77	14.62	0.36	12.87	11.89	1.06	0.29
18/99**	46.27	1.38	8.44	16.00	0.33	11.64	12.10	1.12	0.45
18/475**	48.69	0.52	8.58	15.30	0.40	12.66	11.89	1.11	0.27
19/949**	47.43	0.79	8.49	19.00	0.33	9.55	12.06	0.72	0.31
18/475**	48.97	0.49	7.98	14.39	0.43	13.32	11.86	1.08	0.26
19/949**	54.49	0.05	1.48	16.60	0.39	13.36	12.64	0.11	0.02
22/1379**	54.90	0.09	1.40	11.88	0.39	16.26	12.14	0.23	0.05

*Центральные зоны зерен амфибола, **краевые зоны зерен амфибола.

с ростом магнезиальности. При снижении температуры снижается активность алюминия, который замещается в тетраэдрической позиции на кремний, а в октаэдрической — на железо и магний; при снижении температуры будет возрастать магнезиальность с падением общего содержания алюминия.

Содержание анортитовой молекулы во вкрапленниках *плаггиоклаза* варьирует в пределах $\#An = 30–50$ (табл. 2), повышенное содержание в плаггиоклазах калия, вероятно, объясняется развитием вторичных минералов по трещинам. Реакционные коронарные плаггиоклазы попадают в поля составов альбита и олигоклаза с вариациями содержания анортитовой молекулы $\#An 18–5$.

Эпидоты образуют твердый раствор между эпидотом и цоизитом, содержание железа может

достигать $Fe_2O_3 \sim 14$ мас. % (табл. 3). Вторичные эпидоты, развивающиеся по вкрапленникам плаггиоклаза, характеризуются зональным строением: ядра существенно более глиноземистые ($C_{Al_2O_3} = 31–33$ мас. %), чем краевые зоны ($C_{Al_2O_3}$ до 24 мас. %). Эпидот из эпидот-кварцевых сростаний, которые развиваются по амфиболу, показывает меньшие вариации состава, и его зерна в среднем наименее глиноземистые (вариации $C_{Al_2O_3} = 23–25$ мас. %).

Хлориты представлены рядом клинохлор-шамозит. Железистость хлоритов варьирует в широком диапазоне: $X_{Fe} = 0.65–0.38$ (табл. 4). Крупные зерна хлорита, формирующие прожилки, как правило, более железистые, чем хлорит, который развивается по микротрещинам. Вариации глиноземистости $Al/(Al+Si)$ хлоритов

Таблица 2. Представительные анализы составов плаггиоклаза участка Амфиболитовый (мас. %)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	#An
18/475*	67.62	0.01	21.34	0.66	0.05	0.44	0.91	10.68	0.04	4
22/1379*	63.08	0.01	20.42	0.18	0.00	0.02	2.64	9.94	0.04	13
18/475**	77.77	0.21	14.43	0.65	0.00	0.34	0.30	7.52	0.03	2
18/91**	58.92	0.00	25.76	0.49	0.00	0.02	7.72	7.24	0.10	37
То же	58.31	0.00	26.35	0.23	0.05	0.00	8.19	7.21	0.07	38
19/805**	58.96	0.01	27.38	0.08	0.00	0.01	7.53	7.19	0.08	36
то же	58.61	0.02	27.74	0.04	0.00	0.01	8.06	6.91	0.06	39
19/1029**	56.54	0.04	27.58	0.22	0.00	0.00	9.81	5.98	0.03	47
То же	57.11	0.00	27.07	0.27	0.00	0.01	9.50	5.77	0.05	47

*Краевые зоны зерен плаггиоклазов, **центральные зоны зерен плаггиоклазов.

Таблица 3. Представительные анализы клиноцоизита участка Амфиболитовый (мас. %)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
22/1379	38.81	0.00	33.01	0.32	0.00	0.01	24.70	0.16	0.02
То же	38.74	0.00	31.34	2.11	0.03	0.00	24.62	0.09	0.01
>>	38.75	0.03	32.60	0.44	0.00	0.00	24.45	0.41	0.01
19/949	39.69	0.07	28.31	8.20	0.15	0.07	23.54	0.01	0.00
18/91	38.56	0.06	26.56	10.08	0.15	0.04	23.45	0.04	0.00
19/949	38.78	0.07	23.07	14.13	0.08	0.01	23.39	0.02	0.00
То же	39.08	0.01	23.23	13.87	0.08	0.03	23.12	0.05	0.01
>>	39.52	0.07	25.34	11.90	0.12	0.04	23.10	0.03	0.11
18/475	39.29	0.03	25.55	11.26	0.13	0.00	23.07	0.05	0.18
22/134.3	38.82	0.01	29.07	7.92	0.31	0.17	23.05	0.03	0.01
18/91	41.68	0.10	24.49	10.49	0.06	0.30	21.66	0.00	0.01

составляют 0.35–0.51. Содержания кремния варьируют от 5.3 до 6.9 формульных единиц.

Составы *амфибола* участка **Подгорненский** представляют силикаты паргасит-чермакитового ряда, и здесь его зерна являются более гомогенными по сравнению с участком Амфиболитовый. Глинозёмистость $Al/(Al+Mg+Fe+Ti+Mn+Si+Cr)$ варьирует от 0.21 до 0.19, кальциевость $Ca/(Ca+Na+K)$ – от 0.81 до 0.79, магнизиальность $Mg/(Mg+Fe)$ в среднем составляет 0.5 (табл. 5). Содержание алюминия в тетраэдрической координации для большинства анализов варьирует от 1.35 до 1.25, а в октаэдрической позиции – от 0.5 до 0.65 (см. фиг. 5б). Судя по дискриминационным диаграммам, амфиболы из изученных нами пород обоих участков имеют несколько иные петрохимические характеристики, чем описано в работе (Рахимов, Савельев, 2023) – из габброидов кэршорского комплекса г. Черной,

опробованных на контакте с пироксенитами непосредственно к югу от массива Рай-Из.

На диаграмме в координатах $Si-Ca+Na+K$ изученные амфиболы из рудопроявления Василюновское располагаются вблизи линии разделения на магматические и метаморфические составы, а на диаграмме в координатах $Al^{VI}-Al^{IV}$ они в основном попадают в область низкобарических метаморфических амфиболов и лишь отчасти – их магматических и высокобарических метаморфических составов. По сравнению с полем упомянутых выше составов амфиболов в габбро г. Черной, они демонстрируют несколько иной тренд, образуя непересекающиеся между собой поля значений (фиг. 5). Это может указывать на различия в их происхождении и *PTX*-условиях кристаллизации.

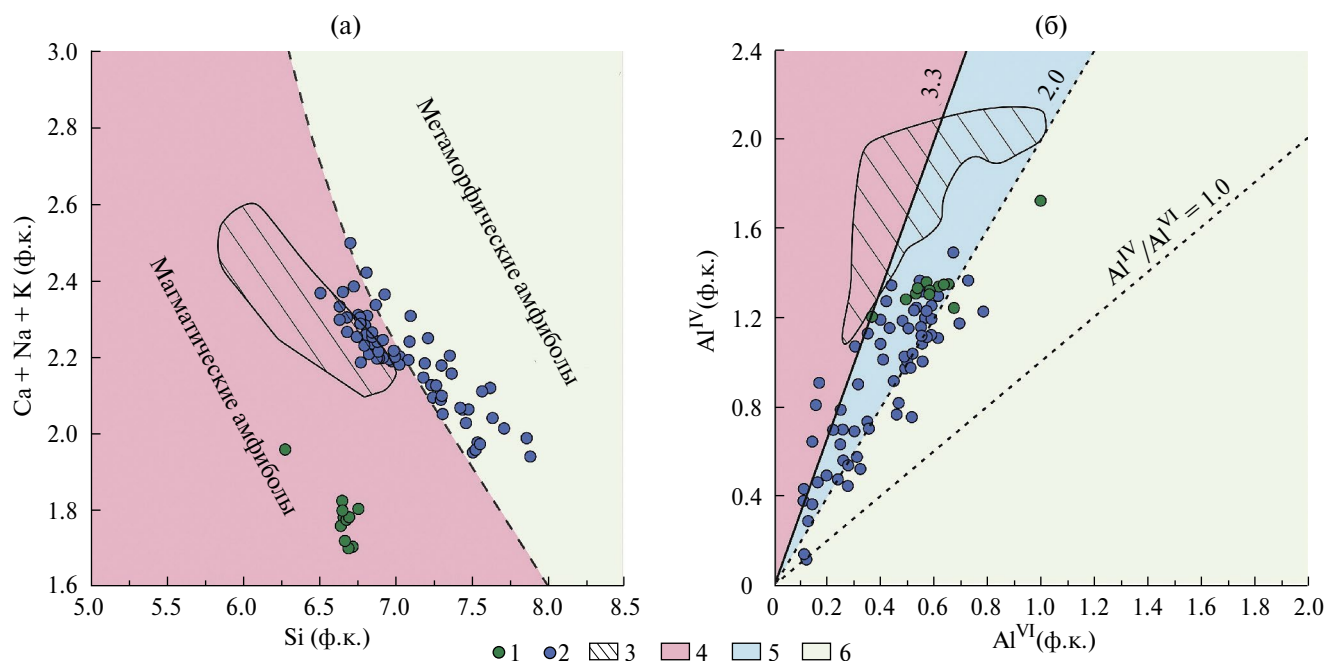
Содержание анортитовой молекулы в реликтовых *плаггиоклазах* участка Подгорненский

Таблица 4. Представительные анализы составов хлорита участка Амфиболитовый (мас. %)

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
18/475	26.53	0.03	22.30	25.14	0.32	14.30	0.06	0.12	0.01
То же	25.75	0.01	22.40	25.72	0.25	13.79	0.07	0.01	0.01
>>	25.35	0.00	22.61	25.89	0.35	14.25	0.04	0.03	0.01
>>	29.51	0.06	20.08	23.11	0.28	16.45	0.03	0.03	0.01
19/805	26.92	0.08	21.93	24.87	0.35	15.32	0.09	0.00	0.00
То же	26.87	0.14	22.44	23.83	0.37	15.78	0.05	0.00	0.00
>>	26.75	0.05	20.85	25.10	0.32	15.52	0.06	0.01	0.00
19/949	25.68	0.01	22.42	30.52	0.45	11.34	0.04	0.01	0.01
То же	25.64	0.05	22.17	29.62	0.42	12.07	0.10	0.03	0.01
>>	25.58	0.02	21.62	32.96	0.52	10.02	0.01	0.00	0.00

Таблица 5. Представительные анализы составов амфибола участка Подгорненский

№ обр.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
A3-9-19	44.56	10.36	0.75	18.29	0.80	10.61	10.56	1.25	0.37
То же	44.00	10.82	0.71	17.70	0.71	10.54	10.87	1.13	0.46
>>	44.19	10.48	0.71	18.32	0.68	10.51	10.63	1.27	0.37
>>	44.31	10.70	0.69	17.68	0.67	10.33	10.98	1.25	0.42
>>	44.20	10.53	0.66	17.77	0.83	10.15	10.97	1.13	0.37
>>	44.37	11.31	0.56	17.39	0.77	10.04	11.35	1.32	0.38
>>	44.19	11.15	0.58	18.02	0.72	9.92	11.14	1.17	0.36
>>	44.42	10.67	0.74	17.71	0.64	9.29	11.05	1.10	0.41
A3-22	40.88	15.00	0.21	24.12	0.32	4.39	11.89	0.93	0.84



Фиг. 5. Дискриминационные диаграммы для Са-амфиболов из габброидов и диоритоидов Василиновского рудопроявления: (а) Si–Ca+Na+K в ф.к., на основе (Czamanske, Wones, 1973 и Leake, 1971); (б) Al^{IV}–Al^{VI} в ф.к., на основе (Fleet, Barnett, 1978); (б) цифрами у соответствующих пунктирных линий показаны граничные значения отношения Al^{IV}/Al^{VI}: области метаморфической роговой обманки низкого давления отвечает Al^{IV}/Al^{VI} > 2.0, а области метаморфической роговой обманки высокого давления – Al^{IV}/Al^{VI} < 2.0.

1, 2 – данные авторов для диоритоидов участка Подгорненский (1) и габброидов участка Амфиболитовый (2); 3 – данные для габбро кэршорского комплекса из южных отрогов массива Рай-Из (Рахимов, Савельев, 2023); ф.к. – формульные коэффициенты; 4–6 – составы амфиболов, образованных в результате магматических (4) и метаморфических (5, 6) процессов, на рисунке (б) расчлененных на низко- и высокоградные соответственно.

варьирует в пределах #An = 70–80 в ядрах, уменьшаясь до #An = 55–40 в краевых зонах (табл. 6); повышенное содержание калия, вероятно, объясняется развитием вторичных минералов по трещинам. Реакционные плагиоклазы, которые образуют сростания с эпидотом,

попадают в поле составов альбита с вариациями содержания анортитовой молекулы #An 4–5.

Эпидоты образуют твердый раствор между эпидотом и цоизитом, содержание железа может достигать Fe₂O₃ 12.65 мас. % (табл. 7). Вторичные эпидоты, развивающиеся по ядрам реликтовых

Таблица 6. Представительные анализы составов плагиоклаза участка Подгорненский

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	#An
A3-9-19*	68.07	0.00	19.08	0.04	0.01	0.00	0.53	11.21	0.06	3
То же	67.26	0.01	19.81	0.30	0.03	0.08	0.41	10.54	0.68	2
A3-22*	58.69	0.02	26.11	0.19	0.01	0.04	7.30	5.85	1.21	38
A3-9-19**	54.58	0.01	27.90	0.23	0.04	0.00	11.10	5.26	0.05	50
A3-22**	55.08	0.00	27.73	0.08	0.02	0.00	11.45	5.10	0.04	55
A3-22***	53.76	0.00	28.80	0.06	0.02	0.01	12.59	4.34	0.04	66
A3-9-19***	50.42	0.00	30.27	0.19	0.00	0.00	13.72	3.81	0.03	71

*Краевые зоны зерен плагиоклаза, **промежуточные зоны зерен плагиоклаза, ***центральные участки зерен плагиоклаза.

плагиоклазов, существенно более глиноземистые (содержание Al_2O_3 23–27 мас. %), чем эпидот из эпидот-плагиоклазовых сростаний, где этот минерал имеет меньшие вариации состава, и его зерна в среднем менее глиноземистые (вариации содержания Al_2O_3 24–27 мас. %). *Биотит* в изученных образцах характеризуется вариацией магнезиальности ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$) 0.29–0.4. Вариации содержания TiO_2 составляют 1.9–2.6 мас. % (табл. 8). *Хлориты* участка

Подгорненский представлены рядом клинохлор-шамозит (табл. 9). Железистость хлоритов варьирует в меньшем диапазоне, чем в амфиболитах участка Амфиболитовый: $X_{\text{Fe}} = 0.53\text{--}0.41$. Крупные зерна хлорита, которые формируют прожилки – как правило, более железистые, чем хлориты, которые развиваются по биотиту. Вариации глиноземистости $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ хлорита составляют 0.43–0.49. Содержания кремния варьируют от 5.3 до 6.1 формульных единиц.

Таблица 7. Представительные анализы составов клиноцоизита участка Подгорненский

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
A3-22	43.02	0.02	27.99	2.92	0.13	0.03	22.24	1.97	0.01
A3-9-19	38.26	0.06	24.52	10.37	0.18	0.03	23.57	0.01	0.00
То же	38.21	0.04	24.65	9.80	0.10	0.03	23.82	0.04	0.00
>>	41.84	0.11	26.85	5.59	0.10	0.02	22.02	1.79	0.02
>>	39.62	0.14	23.76	10.97	0.28	0.01	23.39	0.00	0.00
>>	40.09	0.04	26.59	5.90	0.06	0.01	24.04	0.95	0.01
A3-22	38.11	0.31	23.80	10.76	0.28	0.00	23.42	0.01	0.00
То же	39.64	0.10	26.52	7.15	0.06	0.00	23.37	0.48	0.00
A3-9-19	37.50	0.03	22.46	12.65	0.07	0.00	23.53	0.06	0.01

Таблица 8. Представительные анализы составов биотита участка Подгорненский

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
A3-9-19	36.66	2.63	16.22	18.12	0.21	11.77	0.00	0.14	9.86
То же	36.96	2.61	16.21	17.42	0.24	12.00	0.00	0.09	9.82
>>	36.52	2.51	16.11	19.54	0.19	10.84	0.00	0.08	9.81
>>	35.47	2.34	16.46	21.25	0.22	8.70	0.00	0.02	9.80
A3-22	38.28	1.98	16.35	19.55	0.22	10.98	0.03	0.12	9.44
То же	38.32	1.96	15.93	19.02	0.20	10.67	0.08	0.10	9.33

Таблица 9. Представительные анализы составов хлорита участка Подгорненский

№ обр.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
A3-9-19	25.51	0.10	20.30	27.00	0.42	13.97	0.02	0.01	0.01
То же	26.06	0.13	19.86	26.52	0.60	14.23	0.02	0.04	0.02
>>	25.49	0.06	20.09	27.39	0.56	13.85	0.01	0.02	0.01
A3-22	25.75	0.14	21.01	23.87	0.51	16.12	0.02	0.00	0.09
То же	25.77	0.08	21.41	23.29	0.44	16.55	0.03	0.00	0.00
A3-9-19	25.61	0.05	20.55	27.37	0.58	13.43	0.03	0.04	0.01
То же	25.17	0.13	20.66	27.60	0.47	13.54	0.02	0.00	0.11
A3-22	26.11	0.08	21.21	22.86	0.44	17.01	0.00	0.00	0.00

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

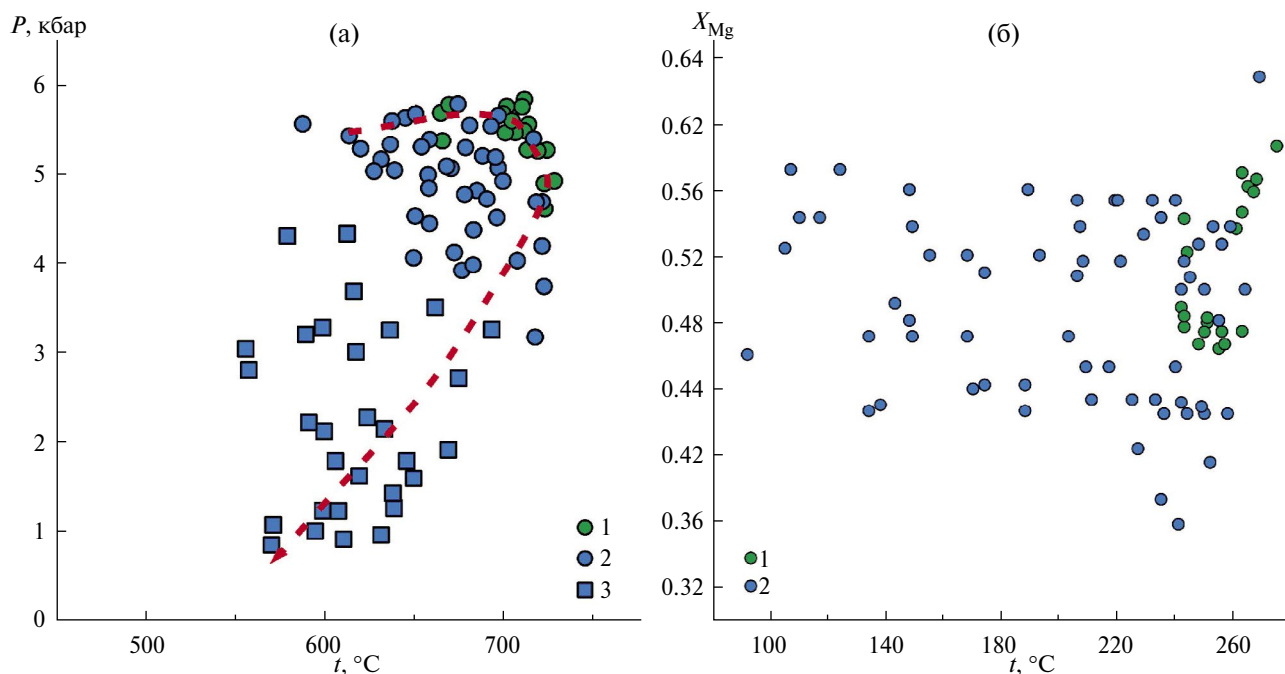
Для определения PT -параметров раннего позднемагматического/автометаморфического(?) парагенезиса, состоящего из амфибола и вкрапленников плагиоклаза, был применен *плагиоклаз-амфиболовый* геотермобарометр (Holland, Blundy, 1994), основанный на реакциях (1) эденит + кварц = тремолит + альбит и (2) эденит + альбит = рихтерит + анортит и позволяющий определять PT -параметры в диапазоне 400–1000 °С и 1–15 кбар. Для высокоградных парагенезисов участка Амфиболитовый Васи́линовского рудопоявления (наиболее щелочные амфиболы и реликтовые вкрапленники плагиоклаза андезинового состава) PT -параметры составляют ~6 кбар и ~700 °С (фиг. 6), но с уменьшением давления до ~4–5 кбар значения температуры возрастают до ~720 °С (табл. 10, фиг. 6а). Для более позднего парагенезиса, состоящего из краевых участков амфибола и соседствующих с ним коронарного плагиоклаза, PT -параметры составляют на пике ~4 кбар и ~650 °С, снижаясь до 1 кбар и ~550 °С. Для участка Подгорненский PT -параметры, определяемые по

амфибол-плагиоклазовому равновесию, составляют ~6.5 кбар и ~600 °С, но в ряде образцов, по которым установлено уменьшение давления до ~5–4.5 кбар, значения температуры возрастают до 720–730 °С (табл. 11, фиг. 6а).

Температура образования *биотита* по эмпирическому термометру “Ti в биотите” (Hengry et al., 2005) составляет 610–670 °С. Для оценки температур образования *хлорита* был использован мономинеральный термометр, основанный на распределении кремния и алюминия между октаэдрической и тетраэдрической позицией в обменных реакциях идеального раствора хлорита (De Caritat et al., 1993). Оценки температур образования хлорита участка Амфиболитовый находятся в интервале 100–250 °С. Оценки условий образования хлорита участка Подгорненский находятся в более высокотемпературном интервале 240–275 °С (фиг. 6б).

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В КВАРЦЕ ВАСИЛИНОВСКОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ

В гидротермальном кварце гематит-магнетитовой ассоциации участка Амфиболитовый



Фиг. 6. Данные, полученные по результатам термобарометрии габброидов и диоритоидов Васи́линовского рудопоявления.

а – по амфибол-плагиоклазовому равновесию: 1 – участок Подгорненский; 2, 3 – участок Амфиболитовый: 2 – метаморфический “пиковый” парагенезис, 3 – “наложенный” поздний парагенезис; б – по хлоритовому геотермометру: 1 – участок Подгорненский; 2 – участок Амфиболитовый. Пунктирной красной линией показан примерный тренд изменения условий метаморфизма.

Таблица 10. Репрезентативные результаты термобарометрии по плагиоклаз-амфиболовому равновесию для участка Амфиболитовый

№ обр.	Минерал	Концентрация, мас. %									Давление, кбар	Температура, °С
		SiO ₂	Na ₂ O	FeO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	TiO ₂		
“пиковый” парагенезис												
18/475	Pl	56.54	5.98	0.22	0.03	27.58	0.00	—	9.81	0.04	6.8	697
	Amph	44.93	0.96	18.23	0.44	10.64	9.79	0.32	11.94	1.20		
То же	Pl	56.61	9.12	0.73	0.02	21.24	1.90	0.08	3.75	0.01	3.3	598
	Amp	48.97	1.08	14.39	0.26	7.98	13.32	0.43	11.86	0.49		
>>	Pl	77.77	7.52	0.65	0.03	14.43	0.34	—	0.30	0.21	3.7	616
	Amp	48.97	1.08	14.39	0.26	7.98	13.32	0.43	11.86	0.49		
19/949	Pl	58.61	6.91	0.04	0.06	27.74	0.01	0.00	8.06	0.02	6.7	683
	Amph	45.44	1.11	17.18	0.34	10.51	10.84	0.41	11.73	0.47		
18/99	Pl	58.92	7.24	0.49	0.10	25.76	0.02	0.00	7.72	0.00	6.6	652
	Amph	43.60	1.70	16.60	0.27	10.96	9.48	0.28	9.72	0.63		
“наложенный” поздний парагенезис												
19/805	Pl	63.08	9.94	0.18	0.04	20.42	0.02	—	2.64	0.01	1.1	571
	Amp	51.43	0.53	14.19	0.12	5.19	14.02	0.36	12.25	0.33		
19/805	Pl	62.40	9.82	1.60	0.03	21.50	0.60	0.01	2.44	0.01	1.2	607
	Amp	50.85	0.45	13.04	0.08	2.76	14.63	0.31	12.27	0.17		

Таблица 11. Репрезентативные результаты термобарометрии по плагиоклаз-амфиболовому равновесию для участка Подгорненский

№ обр.	Минерал	Концентрация, мас. %									Давление, кбар	Температура, °C
		SiO ₂	Na ₂ O	FeO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	TiO ₂		
А-3-19	Pl	68.07	11.21	0.04	0.06	19.08	0.00	0.01	0.53	0.00	6.6	644
	Amph	44.19	1.17	18.02	0.36	11.15	9.92	0.72	11.14	0.58		
То же	Pl	56.34	6.39	0.14	0.07	26.18	0.00	0.00	9.38	0.00	6	678
	Amph	44.19	1.27	18.32	0.37	10.48	10.51	0.68	10.63	0.71		
>>	Pl	54.58	5.26	0.23	0.05	27.90	0.00	0.04	11.10	0.01	5.6	717
	Amph	44.56	1.25	18.29	0.37	10.36	10.61	0.80	10.56	0.75		
>>	Pl	55.68	5.55	0.04	0.06	27.21	0.00	0.00	10.54	0.00	5.9	677
	Amp	44.19	1.27	18.32	0.37	10.48	10.51	0.68	10.63	0.71		
А-3-22	Pl	57.28	5.66	0.09	0.08	26.63	0.01	0.02	10.19	0.02	5.2	680
	Amp	44.19	1.17	18.02	0.36	11.15	9.92	0.72	11.14	0.58		
То же	Pl	55.68	5.55	0.04	0.06	27.21	0.00	0.00	10.54	0.00	4.8	643
	Amp	44.42	1.10	17.71	0.41	10.67	9.29	0.64	11.05	0.74		
>>	Pl	54.51	5.61	0.12	0.06	28.36	0.00	0.01	10.43	0.00	5.8	655
	Amp	40.88	0.93	24.12	0.84	15.00	4.39	0.32	11.89	0.21		

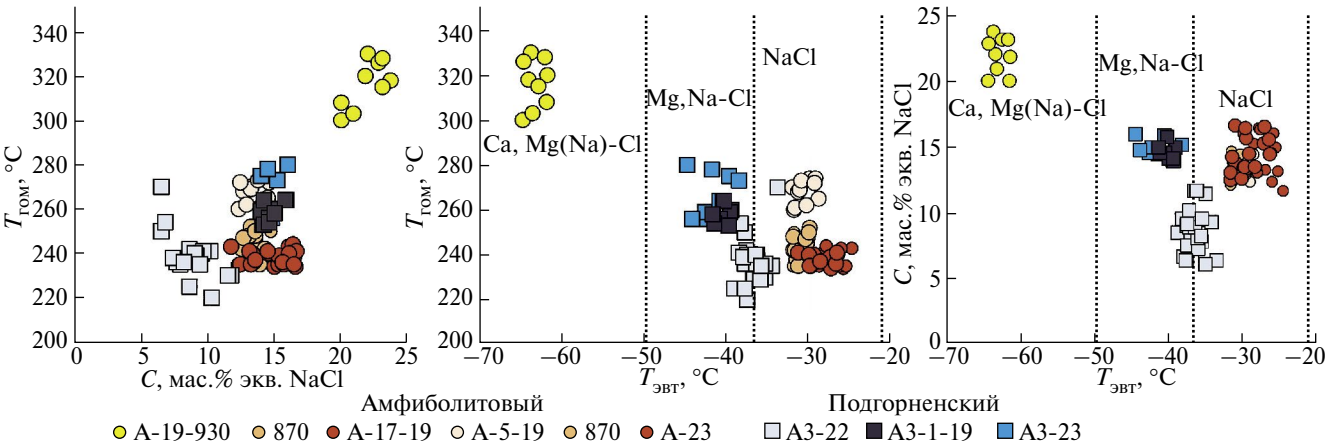
рудопроявления Василиновское первичные двухфазные флюидные включения (ФВ) содержат минералообразующий флюид, состав которого, судя по $T_{эвт}$ ($-65.0 \dots -62.1$ °C), характеризуется преобладанием среди ионов Ca^{2+} и других двухвалентных ионов, а также максимальными среди изученных ФВ значениями $T_{гом}$ ($300-330$ °C) и солёности ($C_{соли} = 20-23.1$ мас. % экв. NaCl). В кварце магнетит-халькопирит-пиритовой ассоциации растворы первичных ФВ имеют Na-хлоридный состав ($T_{эвт} = -32.2 \dots -29.0$ °C), узкий диапазон $T_{гом}$ ($260-274$ °C) и $C_{соли}$ от 12.3 до 14.5 мас. % экв. NaCl. В кварце полисульфидной ассоциации ФВ содержат такие же Na-хлоридные ($T_{эвт} = -32.1 \dots -29.9$ °C) довольно концентрированные растворы (12.2–14.7 мас. % экв. NaCl), но с более умеренной температурой гомогенизации ($235-252$ °C). В кварце полисульфидно-кварцевой ассоциации ФВ свойственны аналогичные параметры: Na-хлоридный состав ($T_{эвт} = -31.5 \dots -25$ °C), достаточно узкий интервал изменения $T_{гом}$ ($234-244$ °C), но лишь

несколько повышенную $C_{соли}$ (13.5–16.6 мас. % экв. NaCl). Полученные нами $T_{гом}$ (табл. 12, фиг. 7) хорошо соотносятся с температурами минералообразования, определенными по кобальтовому пирит-халькопиритовому геотермометру (табл. 13).

В кварце участка **Подгорненский** обнаружены двухфазные водно-солевые и трехфазные углекислотно-водные ФВ. Для них характерны: хлоридный состав раствора, в котором главным компонентом является Mg^{2+} (так как при замерзании содержимое ФВ заметно темнеет, то в качестве примеси можем предположить наличие Fe^{2+}); здесь обычны $T_{гом}$ в интервале $230-280$ °C и относительно широкий диапазон солёности 6.5...16.0 мас. % экв. NaCl. В составе флюидов присутствует низкоплотная углекислота, вероятно, с примесью других компонентов, так как температура плавления ее кристалликов ниже температуры плавления чистой CO_2 ($-61.6 \dots -59.7$ °C). Существенно газовых углекислотных ФВ не обнаружено.

Таблица 12. Параметры флюидов для ФВ в кварце различных минеральных ассоциаций Василиновского рудопроявления

№ обр.	n	Тип ФВ	$T_{эвт}$, °C	$T_{пл.л}$, °C	C, мас. %	$T_{гом}$, °C	$T_{пл. CO_2}$, °C	$T_{пл. газ}$, °C
Участок Амфиболитовый								
Гематит-магнетитовая ассоциация								
A19-930	9	г+ж	$-65.0 \dots -62.1$	$-24.4 \dots -19.1$	23.1...20.0	300...330		
Магнетит-халькопиритовая ассоциация								
A5-19	12	г+ж	$-32.2 \dots -29.0$	$-10.5 \dots -8.5$	14.5...12.3	260...274		
Полисульфидная ассоциация								
870	8	г+ж	$-32.1 \dots -30.0$	$-10.7 \dots -8.4$	14.7...12.2	235...250		
869	10	г+ж	$-32.1 \dots -29.9$	$-10.3 \dots -8.7$	14.3...12.5	235...252		
Полисульфидно-кварцевая ассоциация								
A17-19	11	г+ж	$-28.5 \dots -25.0$	$-12.5 \dots -8.0$	16.4...11.7	234...244		
A-23	10	г+ж	$-31.5 \dots -26.8$	$-12.7 \dots -9.6$	16.6...13.5	234...241		
Участок Подгорненский								
A3-22	7	г+ж	$-38.5 \dots -36.0$	$-8.0 \dots -4.0$	11.7...6.5	230...254	$-61.6 \dots -60$	2.1...3.0
	9	г+ж+CO ₂	$-39.3 \dots -34$	$-7.8 \dots -4.0$	11.5...6.5	225...270		
A3-22(2)	9	г+ж+CO ₂	$-38.2 \dots -36.0$	$-8.3 \dots -4.0$	10.2...6.5	220...240	$-60 \dots -59.7$	
A3-23	8	г+ж	$-45.0 \dots -38.7$	$-12.0 \dots -10.0$	16.0...13.9	256...280		
A3-1-19	9	г+ж+CO ₂	$-41.9 \dots -39.6$	$-11.8 \dots -10.0$	15.8...13.9	253...264	$-59.7 \dots -59.5$	2.3



Фиг. 7. *PTX*-параметры флюидов для ФВ в кварце руд Васи́линовского проявления.

Таблица 13. Минеральные ассоциации руд Васи́линовского проявления, *PT*-условия их кристаллизации и температуры гомогенизации ФВ в кварце

Минеральная ассоциация	Тип вторичных изменений	Рудные минералы	Оценки температуры, °C	<i>P</i> *, кбар
Гематит-магнетитовая	Амфиболитизация габброидов	Магнетит, гематит, ильменит, Тi-магнетит, сфен, рутил с повышенным содержанием W и V	$t_{\text{крист}} = 205\text{--}422^{**}$, $t_{\text{гом}} = 300\text{--}330$	0.9–1.3
Магнетит-халькопирит-пиритовая	Эпидотизация, хлоритизация	Пирит, халькопирит, магнетит, микровключения теллуридов Pd в сульфидах	$t_{\text{крист}} = 156\text{--}319^{**}$, $t_{\text{гом}} = 260\text{--}274$	0.6–0.7
Полисульфидная (вкрапленный тип)	Полевой шпат + хлорит + кварц +	Пирит, халькопирит, сфалерит с Cd, галенит, микровключения Au-Ag-теллуридов	$t_{\text{крист}} \sim 250\text{--}300^{***}$, $t_{\text{гом}} = 235\text{--}252$	0.6–0.7
Полисульфидно-карбонат-кварцевая	Окварцевание, локально – карбонатизация	Халькопирит, сфалерит, гринокит переменного состава, микровключения Au-Ag-минералов	$t_{\text{крист}} = 175\text{--}280^{**}$, $t_{\text{гом}} = 234\text{--}244$	0.4–0.5

*Давление примерно оценено по разнице между полученными $t_{\text{крист}}$ и $t_{\text{гом}}$ включений в кварце;
по кобальтовому пирит-халькопиритовому геотермометру (Викентьев и др., 2024); *оценки по минеральным парагенезисам.

ИСТОЧНИКИ РУДООБРАЗУЮЩИХ КОМПОНЕНТОВ

Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (‰) в пирите участка **Амфиболитовый** Васи́линовского проявления изменяется от -4.2 до $+6.3$, в халькопирите от -1.6 до $+4.2$. В ранних ассоциациях руд (с магнетитом и палладием, обр. 1133, 1266-1 и А-5-19, табл. 14) – в сосуществующих пирите и халькопирите более обогащен легким изотопом серы пирит, а в поздних халькопирит-кварцевых жилах – халькопирит. Пирит и халькопирит становятся здесь изотопно-равновесными (обр. А-17-19), и по пирит-халькопиритовому изотопному геотермометру можно примерно оценить температуру минералообразования: $t \sim 270$ °C. В пирите

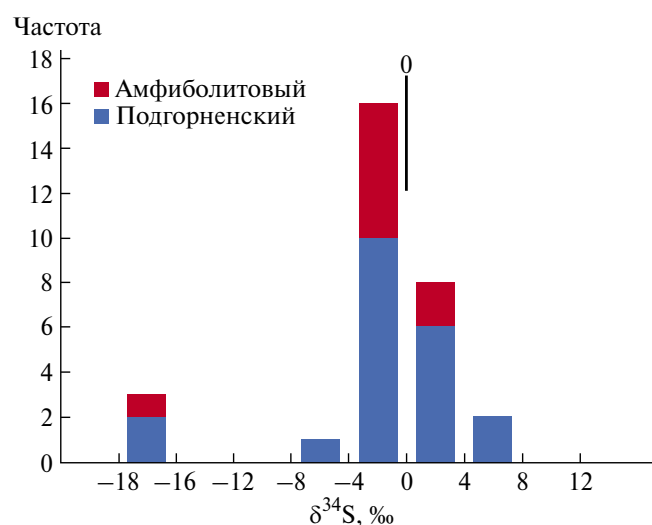
участка **Подгорненский** изотопный состав серы ($\delta^{34}\text{S}$, ‰) изменяется от -2.02 до $+2.72$ и единичное значение составляет -16.4 ‰. В халькопирите этого участка $\delta^{34}\text{S}$ изменяется от -1.74 до $+0.29$, т.е. халькопирит здесь имеет более однородный и более изотопно-легкий состав серы (табл. 14, фиг. 8). Для обр. А-3-22 по серо-изотопному геотермометру $t \sim 650$ °C. В целом, сульфиды рудопроявления обладают систематически более низкими значениями $\delta^{34}\text{S}$ по сравнению с сульфидами хондритов (Gao, Thiemens, 1993) и, напротив, близки к значениям $\delta^{34}\text{S}$ в MORB и в деплетированном мантийном источнике (Labidi et al., 2012, 2013), что может свидетельствовать о ее глубинном мантийном происхождении и связи с магматическим источником.

Таблица 14. Изотопный состав серы пирита и халькопирита Васи́линовского рудопроявления

№ обр.	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Характеристика образца
<i>Участок Амфиболитовый</i>			
А-5-19	Пирит	–0.14	Магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация; Пи-Хп структуры распада; теллуриды палладия
	Халькопирит	0.39	
А-9-19	Пирит	6.28	Фрагмент жилы белого кварца брекчиевидного облика с вкрапленностью пирита
А-867	Пирит	0.87	Гнезда сульфидов (пирит, халькопирит)
	Халькопирит	1.31	
А-869	Пирит	2.05	Гнезда сульфидов (пирит)
А-1133	Пирит	–1.42	Жила скарноидов с эпидотом
	Халькопирит	0.18	
А-1266-1	Пирит	2.97	Магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация
	Халькопирит	4.15	
А-17-01-1	Пирит	–0.19	Халькопирит, Au-Ag теллуриды, Cd-сфалерит, гринокит
А-17-01-2	Пирит	–2.65	Фрагмент жилы ожелезненного кварца с сульфидной вкрапленностью до 2 см, рудная зона
А-17-19	Пирит	0.14	Пирит-халькопирит-кварцевая ассоциация
	Халькопирит	–1.57	
А-17-22	Пирит	–4.24	Метасоматит с сульфидами из зоны минерализации
А-18-3	Халькопирит	3.5	Эпидотизированный сульфидно-кварцевый метасоматит
А-18-121	Пирит	–1.46	Гнезда сульфидов (пирит, халькопирит)
	Халькопирит	–1.51	
А18-140	Пирит	–0.53	То же
	Халькопирит	–0.15	
А-18-302	Пирит	0.23	Халькопирит, теллуриды Ag
А-18-342	Пирит	1.06	Амфиболизированный габброид с сульфидной вкрапленностью
А-18-436	Пирит	–1.20	Магнетит, пирит, Хп. Структуры замещения магнетита гематитом. Теллуриды палладия
А-18-602	Пирит	–3.96	Сетчатое сульфидное прожилкование (брекчиевидный облик) в темно-цветной породе (возможно в пироксените)
А18-718	Пирит	2.45	Магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация
	Халькопирит	3.34	
А-19-930	Пирит	–0.82	Жила массивного кварца с гнездами пирита
В-198b-21	Пирит	–4.0	Сульфидизированный габброид
В-199/21	Пирит	–2.04	Окварцованный габброид
В-202-21	Пирит	–3.1	Сульфидизированный габброид
В-212-21	Пирит	–2.5	То же
А-23	Пирит	–1.7	Кварц-сульфидная жила с эпидотом

Таблица 14. Окончание

№ обр.	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	Характеристика образца
<i>Участок Подгорненский</i>			
A2-8-19	Пирит	2.72	Кварц-карбонатные прожилки, редкие сульфиды (х/п, пирит)
A2-17-19	Пирит	–16.39	Жила массивного ожелезненного кварца с сульфидной вкрапленностью (похожа на кварц-халькопиритовые жилы Василювского)
A3-4-19	Пирит	–0.62	Массивный ожелезненный кварц с ксенолитами габброидов
A3-10	Пирит	0.4	Сульфидно-кварцевая ассоциация, с халцедоновидным кварцем
	Халькопирит	–0.2	
A3-10-19b	Пирит	–2.02	Послойный м.- и с.-зерн. пирит (порода пересечена прож. кварца халцедоновидн. кварца)
A3-11-19	Пирит	–1.28	Массивный ожелезненный кварц в контакте с порфиритами
A3-16-19	Пирит	–0.62	Окварцованный габброид
A3-17-19	Халькопирит	–1.74	Фрагмент ПШ-кварцевой жилы с вкрапленностью сульфидов
A3-18-19	Пирит	–0.91	Халцедоновидный кварц с линейной вкрапленностью сульфидов
	Халькопирит	–0.88	
A3-22	Пирит	0.14	Сульфидно-кварцевые жилы, часто ожелезненные, массивный кварц
	Халькопирит	–0.46	
A3-23-2	Халькопирит	–0.93	Гнезда сульфидов
<i>Рай-Из, верховье руч. Нефритовый</i>			
RI-1	Пирит	5.18	Массивные пирротин-пирит-сфалеритовые руды
	Сфалерит	5.81	



Фиг. 8. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (‰) пирита и халькопирита Василювского рудопоявления (участков Амфиболитовый и Подгорненский).

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СВИНЦА

Особенностью изученной большой серии образцов сульфидов рудной минерализации Полярного Урала (включая описываемое рудопоявление) является низкие содержания свинца в них, что пока не позволило детально охарактеризовать вариации изотопного состава свинца в этих образованиях. Pb-Pb данные были получены только для 8 образцов. Измеренные значения изотопных отношений Pb в сульфидах варьируют слабо, в диапазонах, соответственно: для $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 17.88 до 17.89, для $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 15.537 до 15.540 и для $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ от 37.695 до 37.701.

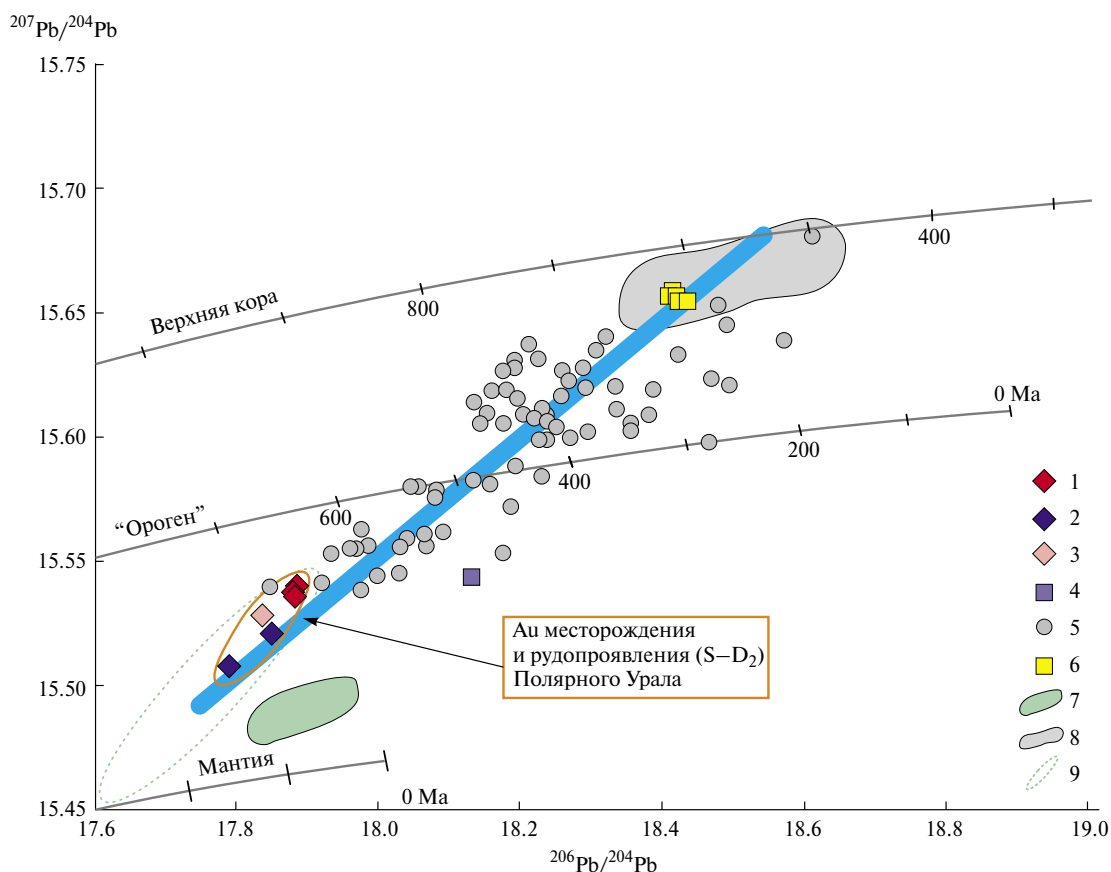
Измеренные значения изотопных отношений Pb в пирите, галените и сфалерите изменяются в регионе в целом чуть шире (табл. 15, фиг. 9), но по своему масштабу близки к таковым для палеозойских колчеданных и золоторудных месторождений Среднего и Северного

Таблица 15. Pb-изотопные данные для сульфидов золоторудной минерализации месторождений и рудопроявлений Полярного Урала

Рудопроявление	№ обр.	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Характеристика образцов
Нефритовый водопад, Рай-Из	RI-1	Сфалерит	18.1323	15.5430	37.5841	Фрагмент окварцованного метавулканита с колчеданоподобной густовкрапленной полисульфидной ассоциацией (Со-пирротин + халькопирит + сфалерит)
М-ние Новогоднее-Монто	НМ-34	Галенит	17.8354	15.5289	37.6378	Фрагмент кварцевой жилы с вкрапленностью сульфидов. Золото-полисульфидная ассоциация с теллуридами золота и серебра; самородное золото локализуется по микротрещинкам в сульфидах
Карьерное	14-20а	Пирит	17.7904	15.5081	37.6008	Вулканогенно-терригенная порода с вкрапленностью Ру и линзами кварца
	14-43	Пирит	17.8505	15.5210	37.6432	Туф с сетчатым кварцевым прожилкованием и сульфидной вкрапленностью и в прожилках, и в осн. массе туфа основного состава
Подгорненский	A3-10-196	Пирит	17.8813	15.5367	37.6957	Фрагмент жилы халцедоновидного кварца полосчатого строения с линейной локализацией сульфидов вдоль контакта
	A3-12-19	Пирит	17.8854	15.5396	37.7008	То же
	A3-18-19	Пирит	17.8792	15.5384	37.6951	То же

Урала (Vikentyev et al., 2019), и Cu-порфировых месторождений Южного Урала (Plotinskaya et al., 2017), формирование которых связывают с магматическими системами океанических островных дуг. Величины модельных параметров μ_2 и ω_2 , рассчитанные по модели Стейси–Крамерса, показывают, что источник рудного Pb изученной минерализации характеризовался низкими $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ и $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ отношениями: $\mu_2 = 9.43\text{--}9.55$ и $\omega_2 = 35.7\text{--}36.1$. По этим параметрам данный источник схож с источниками мантийного типа. В свою очередь, Pb-Pb модельные возрасты (440 ± 20 млн лет) рудной минерализации Полярного Урала оказались близки к ее предполагаемому геологическому возрасту ($S_2\text{--}D_1$). Точки Cu- и Au-порфировых месторождений образуют на графике линейный тренд, который рассматривается как линия смещения мантийного и корового свинца.

На нижнем продолжении тренда расположено поле изотопного состава Pb силурийского колчеданного месторождения Сан-Донато (Тагильская зона, Средний Урал), в генезисе которого преобладал мантийный источник (Чернышев и др., 2008). В свою очередь, верхняя часть тренда ориентирована в направлении поля изотопного состава Pb раннедевонской золоторудной минерализации Тагильского прогиба (Северный Урал), а также девонских гранитов и терригенных пород, формирующих континентальную кору Южного Урала (фиг. 9). Используя предложенную в работе (Chugaev et al., 2022) модель, количественно описывающую смешение в рудно-магматических системах Урала свинца мантийного и корового происхождения, можно заключить, что вклад мантийного источника вещества в генезис изученной рудной минерализации Полярного Урала составлял ~90%.



Фиг. 9. Pb-Pb диаграмма в координатах $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ — $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ для сульфидов золоторудной минерализации месторождений и рудопроявлений Полярного Урала. На диаграмме показаны кривые эволюции изотопного состава Pb в мантийном, “орогенном” и верхнекоровом глобальных геохимических резервуарах Земли по (Doe, Zartman, 1979). Для сравнения приведены поля изотопного состава свинца в галените колчеданных месторождений Тагильской зоны Среднего и Северного Урала (Vikentyev et al., 2019), пирите порфировых месторождений Среднего и Южного Урала, палеозойских гранитоидов и осадочных пород Южного Урала, а также габброидов Платиноносного пояса (Plotinskaya et al., 2017; Чугаев, Знаменский, 2018; Chugaev et al., 2022).

1–4 – Au ($\pm$ Pd, Cu) проявления Полярного Урала: 1, 2 – пирит: Василиновское рудопроявление (участок Подгорненский), 2 – Карьерное рудопроявление, 3 – галенит, Au-Fu-скарновое месторождение Новогоднее-Монто; 4 – сфалерит, у Водопада Нефритового, северные отроги г. Рай-Из; 5 – Cu($\pm$ Mo)-порфировые месторождения (S-D) Урала; 6 – Au-порфировое месторождение Юбилейное (D₃) Юж. Урал; 7 – габброиды (O₃-S₁) Платиноносного Пояса; 8 – граниты и терригенные осадки (PZ₂) Ю Урала; 9 – колчеданные месторождения (O₃-S₁) Тагильской зоны, Ср. и Сев. Урал. Голубая линия отвечает тренду смешения корового и мантийного свинца в месторождениях Уральского региона.

ОБСУЖДЕНИЕ

Урал – крупнейший источник платиноидов на планете, именно в его рудах был установлен рутений (от *Ruthenia* – Русь по латыни) – один из этой группы химических элементов. В течение 100 лет, вплоть до начала 20-х годов XX в., здесь добывалась львиная доля мировой платины – в основном из россыпей Исовского (Средний Урал) и Кытлымского (Северный Урал) районов. Россыпи связаны с Платиноносным Поясом Урала – 14 концентрически-зональными дунит-клинопироксенитовыми массивами, цепью протянувшимися более чем на 900 км вдоль осевой

части Среднего и Северного Урала (Заварицкий, 1932; Иванов, 1997; Пушкарев и др., 2007). Тяготея к шлировым скоплениям хромита в дунитах (Бетехтин, 1935; Генкин, 1997; Золоев и др., 2001), выделения платиноидов с преобладанием минералов платины в основном входят в состав поздних ассоциаций. Главными являются природные сплавы Pt-Fe-Cu-Ni: тетраферроплатина PtFe (преобладает), изоферроплатина Pt₃Fe, туламинит Pt₂FeCu, тетраникельплатина Pt₂FeNi и др., и основной этап платинового рудообразования проходил в интервале 800–500 °C (Пушкарев и др., 2007; Zaccarini et al., 2018).

Рудовмещающие габброиды и их изменения

По сравнению с основной частью Платиноносного Пояса Урала, в нашем случае Pt-Pd минерализация развита в габброидах, а не в ультрамафитах, напоминая геологическую ситуацию Волковского месторождения, Средний Урал (Золотов и др., 2001; Полтавец и др., 2006). Оно приурочено к габброидам северного окончания Тагило-Баранчинского массива, входящего в Платиноносный Пояс.

Рудовмещающие габброиды Василюновского проявления по данным геолого-съемочных работ (Шишкин и др., 2007; Зылева и др., 2014; Прямоносных и др., 2013) относятся к кэршорскому комплексу (O_3). Они заметно метаморфизованы с развитием как интенсивной амфиболитизации, так и динамометаморфизма, обусловленного близостью к Главной Уральской сутуре (см. фиг. 1). В то же время есть признаки незавершенности процесса формирования метаморфического парагенезиса. В системе произошли перекристаллизация и нарушение равновесия, что привело к изменению химических составов плагиоклаза и амфибола. Виртуальный тренд, связанный с декомпрессией и разогревом (от 6–6.5 кбар и 600–700 °C до ~5 кбар и ~720–730 °C), отражает перекристаллизацию пород, но нельзя определить, какое геодинамическое событие она фиксирует. Для более позднего метаморфического парагенезиса (проявлен в габброидах участка Амфиболитовый), состоящего из краевых участков амфибола и соседствующего с ним коронарного плагиоклаза, характерен тренд декомпрессии и остывания (от ~4 кбар и ~600–650 °C до 1 кбар и ~550 °C). Оценки температур образования хлорита, развитого в габброидах, находятся в интервале 275–100 °C (см. фиг. 6 б).

Золото-палладиевая минерализация и ее природа

При переходе от высоко- к среднетемпературным процессам (~420–300 °C) амфиболитизация габброидов сопровождалась железооксидной минерализацией (+Ti, V). При снижении температуры (~320–250 °C) развиваются эпидотизация и хлоритизация, в рудной нагрузке доминирующей становится магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация, для которой характерно устойчивое присутствие минералов палладия и некоторых других минералов ЭПГ в виде зон малосульфидной (1–3 об. %) минерализации от первых см до 50 м, описанных в Сообщении 1 (Викентьев и др., 2024). При близких температурах (~300–250 °C) на фоне полевошпатизации, хлоритизации, окварцевания образуется

вкрапленная и прожилковая полисульфидная минерализация, развитая в основном на южном фланге проявления, где наряду с пиритом, халькопиритом, сфалеритом изредка встречаются галенит, молибденит и Au-Ag теллуриды. Оценки поздних низкотемпературных карбонат-кварцевых преобразований дают 280–175 °C по C_{Co} в сульфидных парах (см. табл. 13). Эта, в основном жильная, полисульфидно-карбонат-кварцевая ассоциация включает халькопирит, сфалерит, гринокит, микровключения Au-Ag-минералов.

Рудная минерализация Василюновского проявления (участок Амфиболитовый) характеризуется Pt-Au-Pd-Co специализацией с второстепенной ролью Ti, V, Ni, Cu и Ag. Тогда как на Подгорненском участке вскрыта карьерами, вероятно, верхняя часть скарново-порфировой гидротермальной системы с халцедоновидным кварцем и выраженной медной геохимической специализацией (Fe-Cu-Au-Ag $\pm$ W, Bi, Sn, Mo, Re). Такой геохимический спектр, обилие халькопирита, повышение, наряду с Au и Ag, среди элементов-примесей в Cu-Fe сульфидах участка Mo (до 51 ppm) и сопутствующего Re (0.3 ppm), подтвержденное находками микровключений молибденита (Викентьев и др., 2024), указывают на скарново-порфировую природу данной минерализации.

В рудах Волковского Fe-Ti-V-P-Cu месторождения (Аникина и др., 2004; Мурзин и др., 2021), сопоставляемого с Василюновским, вкрапленное и гнездово-вкрапленное халькопирит-борнит-титаномагнетитовое оруденение сопровождается благороднометальной минерализацией — теллуридами палладия (меренскитом, котульскитом и кейтконнитом) и самородным золотом. Развита в метагаббро Василюновского проявления платиноидная минерализация, представленная теллуридами палладия (меренскиит, теагамит, котульскит), антимонидами палладия (стибиопалладинит, садбериит), а также иными минералами благородных металлов — мончеитом, изомертиитом, самородным осмием и некоторыми другими (Викентьев и др., 2024) — вероятно также имеет мантийную природу.

По данным изучения газо-жидких включений, ранняя гематит-магнетитовая ассоциация была отложена при участии флюидов, содержащих двухвалентные катионы (Ca, Mg, Fe и др.) и обладавших высокими температурой ($T_{\text{гом}} = 300–330$ °C) и соленостью ($C_{\text{соли}} = 20–23$ мас. % экв. NaCl). Поздние полисульфидные ассоциации формировались Na-хлоридными относительно

низкотемпературными (235–252 °С), довольно концентрированными (12–17 мас. % экв. NaCl) растворами. Давление при этом снижалось от ~0.9–1.3 до ~0.4–0.5 кбар. По минеральным ассоциациям (см. табл. 13), параметрам флюидов Василиновского проявления и изотопному составу серы и свинца его сульфидов просматривается частичная аналогия с Новогоненским рудным полем (Викентьев и др., 2017) — скарново-порфировой золотоносной системой.

Перспективы поисков платиноидов на Полярном Урале

Дунит-гарцбургитовый массив Рай-Из, как и во многом подобные ему иные массивы Полярного Урала (Войкаро-Сыншинский, Харчерузь и Сыум-Кеу), а также ряд прочих массивов Урала, входят в состав офиолитовых серий, и их ультраосновные комплексы не содержат месторождений платины, но они несут промышленно-значимые, до крупных, хромитовые залежи, локализованные в дунитах. ЭПГ представлены микронными выделениями минералов тугоплавких, редких платиноидов — Os, Ir и Ru. В нашем случае Pt-Pd ($\pm$ Au, Cu, Fe, Ti) минерализация развита в основном в габброидах, а не в ультрамафитах. Этим и объясняются отрицательные результаты поисков платиноидов в 1925 г. в районе Рай-Иза, поскольку А.Н. Заварицкий и бывший у него тогда помощником (начальником поисковой партии) А.Г. Бетехтин свои работы в основном сконцентрировали на выходах дунитов и хромитов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассеянная Pt-Pd ($\pm$ Au) малосульфидная минерализация рудопоявления Василиновское развита в габбро и амфиболитах краевой части офиолитовых массивов, где они контактируют с Собским батолитом. Некоторые петрологические признаки рудовмещающих габброидов указывают на их заметный метаморфизм. В них образовались ряд последовательных генераций амфиболов и плагиоклазов; затем по ним развились эпидот, хлорит и некоторые другие. Согласно минеральным геотермометрам, *PT*-параметры пика метаморфизма достигали ~6 кбар и ~700 °С; для более позднего парагенезиса — ~4 кбар и ~650 °С, снижаясь до 1 кбар и ~550 °С, таким образом можно говорить о заметной декомпрессии. В дальнейшем, при ~420–300 °С амфиболизация габброидов сопровождалась железооксидной минерализацией (+Ti, V). При

снижении температуры (~320–250 °С) преобладают эпидотизация и хлоритизация; отлагается магнетит-халькопирит-пиритовая ассоциация, для которой характерно устойчивое присутствие минералов палладия — его теллуридов (преобладают), антимонидов и арсеноантимонидов и некоторых других минералов ЭПГ — в виде зон малосульфидной (1–3 об. %) минерализации от первых см до 50 м. При близких температурах (~300–250 °С) на фоне полевошпатизации, хлоритизации, окварцевания образуется вкрапленная полисульфидная минерализация, развитая в основном на южном фланге, где наряду с пиритом, халькопиритом, сфалеритом изредка встречаются галенит, молибденит и Au-Ag теллуриды. Поздняя, в основном жильная, полисульфидно-карбонат-кварцевая ассоциация включает халькопирит, сфалерит, гринокит, микровключения Au-Ag-минералов (280–175 °С).

Описанная гидротермальная минерализация была отложена при участии флюидов: ранних, содержащих двухвалентные катионы (Ca, Mg, Fe и др.) и обладавших относительно высокими температурой ($T_{\text{гом}} = 300\text{--}330$ °С) и солесностью ($C_{\text{соли}} = 20\text{--}23$ мас. % экв. NaCl), вплоть до поздних полисульфидных ассоциаций, которые формировались Na-хлоридными флюидами с умеренными параметрами: $T_{\text{гом}} = 235\text{--}252$ °С и $C_{\text{соли}} = 12\text{--}17$ мас. % экв. NaCl. Изотопный состав серы $\delta^{34}\text{S}$ (‰) в пирите проявления варьирует от –4.2 до +6.3, в халькопирите от –1.74 до +4.2. Образование парагенезисов благородных металлов связано с позднемагматическими процессами, а также с перераспределением последующими магматогенными гидротермальными флюидами, на фоне падения температуры и снижения давления от ~0.9–1.3 до ~0.4–0.5 кбар.

По Pb-Th-U изотопным характеристикам и изотопному составу серы сульфидов источник рудного вещества рудопоявления Василиновское может быть соотнесен с источниками мантийного типа. Таким образом, А.Н. Заварицкий был прав, интуитивно предсказывая обнаружение платиноидов на Полярном Урале в связи с базит-ультрабазитовыми массивами. В общем и целом его ожидания начинают оправдываться спустя столетие. Насущным является прослеживание по простиранию зон рассеянной Pt-Au-Pd минерализации, которая ассоциирует с малосульфидными зонами пирит-халькопиритовой вкрапленности и среднетемпературных гидротермальных изменений в габброидах и пироксенитах юго-восточного обрамления офиолитовых массивов арктической части Урала.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы признательны ЦКП “ИГЕМ-аналитика” (РСМА, Е.В. Ковальчук, СЭМ с ЭДС, Л.А. Левицкая и Л.А. Иванова), ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (изотопия серы, аналитик В.Н. Реутский), ЦКП “Геонаука” ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар и ИЭМ РАН г. Черноголовка (СЭМ с ЭДС) за помощь и поддержку в исследованиях.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работы выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ 23-17-00266 (анализы химического состава пород, РСМА, стабильные и радиогенные изотопы, РТХ-расчеты и геодинамическая интерпретация) и частично — темы госзадания ИГЕМ РАН (полевые исследования, электронная микроскопия).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аникина Е.В., Русин И.А., Кнауф В.В., Гарути Дж., Заккарины Ф., Пушкарев Е.В., Берсенов С.Я. Новые данные о составе золото-палладиевого оруденения в ультрамафит-мафитовом разрезе южного блока Волковской интрузии на Среднем Урале // Доклады Академии Наук. 2004. Т. 396. № 3. С. 377–382.
- Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: АН СССР, 1935. 148 с.
- 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-порфировое Петропавловское месторождение (Полярный Урал): геологическая позиция, минералогия и условия образования // Геология руд. месторождений. 2017. Т. 59. № 6. С. 501–541.
- 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 Василиновское: новый тип благороднометаллической минерализации на Урале // Докл. РАН. Науки о Земле. 2023. Т. 512. № 1. С. 45–55.
- Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мокрый В.Д., Иванова Ю.Н., Варламов Д.А., Шуйский А.С., Соболев И.Д. Платино-палладиевое рудопроявление Василиновское — новый тип минерализации в офиолитах Полярного Урала. Сообщение 1. Геологическая позиция и минералогия // Геология руд. месторождений. 2024. Т. 66. № 6. С. 699–729.
- Волченко Ю.А. Парагенезисы платиноидов в хромитовых рудах Урала // Петрология и рудообразование. Свердловск, 1986. С. 56–63.
- 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. ПлатинOMETальное минералообразование и строение массива Сыум-Кей (Полярный Урал) // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45. № 4. С. 353–371.
- Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора Севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Заварицкий А.Н. Отчет об исследованиях в платиновом районе Н.-Тагильского округа в 1908 г. // Зап. Горн. ин-та. 1909. Т. 2. Вып. 3. С. 189–212.
- 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. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. М.-Л.: Гос. науч.-тех. геол.-развед. изд., 1932. 221 с.
- Золотов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А. и др. ПлатинOMETальное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 198 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 О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.
- Кузнецов С.К., Котельников В.Г., Онищенко С.А., Филиппов В.Н. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Войкаро-Сыньинского массива на Полярном Урале // Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН. № 5. 2004. С. 2–4.
- Кузнецов С.К., Шайбеков Р.И., Гайкович М.М., Ковалевич Р.А., Вокуев М.В., Шевчук С.С. Минералогические особенности хромовых руд Лагортинско-Кершорской площади на Полярном Урале // Вестник Коми НЦ УрО РАН. 2013. № 2. С. 73–82.
- Куренков С.Л., Диденко А.Н., Симонов В.Л. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 490)
- 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.
- Основные черты геологического строения и минерально-сырьевой потенциал Северного, Приполярного и Полярного Урала. А.Н. Мельгунов, В.П. Водолаская, А.В. Жданов и др. Под ред. А.Ф. Морозова, О.В. Петрова, А.Н. Мельгунова. СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. 274 с.

- 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.
- Прямоносов А.П., Степанов А.Е., Телегина Т.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1 : 200 000 (изд. 2-е). Сер. Полярно-Уральская. Лист Q-41-XII. Об. зап. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 213 с.
- Пушкарёв 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.
- 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 платинометалльное оруденение на Полярном Урале. Екатеринбург: УрО РАН, 2011. 152 с.
- Рахимов И.Р., Савельев Д.Е. Природа амфиболов из габброидов кэршорского комплекса (Полярный Урал) // Изв. Отд. наук о Земле и природных ресурсов. Геология. 2023. № 31. С. 47–58.
- Ремизов Д.Н. Островодужная система Полярного Урала (петрология и эволюция глубинных зон). Екатеринбург: УрО РАН, 2004. 221 с.
- Савельев А.А., Савельева Г.Н. Офиолиты Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 1977. № 6. С. 46–60.
- Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 404).
- Строение, эволюция и минерагения гипербазитового массива Рай-Из. Отв. ред. В.Н. Пучков, Д.С. Штейнберг. Свердловск: УрО АН СССР, 1990.
- 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 // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 4. С. 530–535.
- Чернышев И.В., Чугаев А.В., Шатагин К.Н. Высокоточный изотопный анализ Pb методом многоколлекторной ICP-масс-спектрометрии с нормированием по $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$: оптимизация и калибровка метода для изучения вариаций изотопного состава Pb // Геохимия. 2007. № 11. С. 1155–1168.
- Чугаев А.В., Знаменский С.Е. Свинцово-изотопные характеристики месторождения золота Миндяк (Южный Урал): к вопросу об источниках металлов // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 1. С. 57–67.
- Шайбеков Р.И., Гайкович М.М., Шевчук С.С. Сульфидная минерализация в хромовых рудах Лагортинско-Кершорской площади (Полярный Урал) // Вестник Ин-та геологии КомиНЦ УрО РАН. 2012. № 8 (212). С. 13–17.
- Шишкин М.А., Астапов А.П., Кабатов Н.В. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (3-е 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.
- Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Войкарский вулкано-плутонический пояс (Полярный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 160 с.
- Chugaev A.V., Vanin V.A., Chernyshev I.V., Shatagin K.N., Rassokhina I.V., Sadasyuk A.S. Lead isotope systematics of the orogenic gold deposits of the Baikal-Muya belt (Northern Transbaikalia): contribution of the subcontinental lithospheric mantle in their genesis // *Geochem. Int.* 2022. V. 60. P. 1352–1379.
- Crawford M.L. Phase equilibria in aqueous fluid inclusions // *Fluid inclusions: Applications to Petrology: Mineral. Association of Canada. Short Course. Handbook* 6. 1981. P. 75–100.
- Czamanske G.K., Wones D.R. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarks Complex, Oslo Area, Norway: Part 2, the mafic silicates // *J. Petrology*. 1973. V. 14(3). P. 349–380.
- Davis D.W., Lowenstein T.K., Spenser R.J. Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and CaCl₂-NaCl-H₂O // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1990. V. 54(3). P. 591–601.
- De Caritat P., Hutcheon I. A. N., Walshe J. L. Chlorite geothermometry: a review // *Clays and clay minerals*. 1993. V. 41. № 2. С. 219–239.
- Doe B.R., Zartman R.E. Chapter 2. Plumbotectonics I. The Phanerozoic // H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 2nd Ed., New York: Wiley-Interscience, 1979. P. 22–70.
- Fleet M., Barnett R.L. Al^{IV}/Al^{VI} partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine, Sudbury, Ontario // *Canad. Mineral*. 1978. V. 16. P. 527–532.
- Gao X., Thiemens M. Isotopic composition and concentration of sulfur in carbonaceous chondrites // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1993. V. 57. P. 3159–3169.
- Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms // *Amer. Mineral*. 2005. V. 90. P. 316–328.

- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology. 1994. T. 116. C. 433–447.
- Labidi J., Cartigny P., Birck J.L., Assayag N., Bourrand J.J. Determination of multiple sulfur isotopes in glasses: A reappraisal of the MORB $\delta^{34}\text{S}$ // Chemical Geology. 2012. V. 334. P. 189–198.
- Labidi J., Cartigny P., Moreira M. Non-chondritic sulphur isotope composition of the terrestrial mantle // Nature. 2013. T. 501. №. 7466. C. 208–211.
- Leake B.E. On aluminous and edenitic amphiboles // Mineralog. Mag. 1971. V. 38. P. 389–407.
- 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>
- Plotinskaya O.Y., Chugaev A.V., Selmann R. Lead isotope systematics of porphyry–epithermal spectrum of the Birgilda–Tomino ore cluster in the South Urals, Russia // Ore Geology Reviews. 2017. V. P. 204–215.
- Spenser R.J., Moller N., Weare J.H. The prediction of mineral solubilities in mineral waters: a chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄ system at temperatures below 25 °C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1990. V. 54. № 3. P. 575–590.
- Vikentyev I.V., Tyukova E.E., Vikent'eva O.V., Chugaev A.V., Dubinina E.O., Prokofiev V.Yu., Murzin V.V. Vorontsovka Carlin-style gold deposit in the North Urals: mineralogy, fluid inclusion and isotope data for genetic model // Chemical Geology. 2019. V. 508. P. 144–166.
- Zaccarini F., Garuti G., Pushkarev E., Thalhammer O. Origin of platinum group minerals (PGM) inclusions in chromite deposits of the Urals // Minerals. 2018. V. 8(9). Paper 379. P. 1–21.

VASILINOVSKOE PLATINUM-PALLADIUM OCCURRENCE – A NEW TYPE OF MINERALIZATION IN THE OPHIOLITES OF THE POLAR URALS. COMMUNICATION 2. METAMORPHISM, PTX-PARAMETERS AND SOURCES OF MATTER

©2025. I. V. Vikentyev^{a, *}, E. E. Tyukova^{a, b}, A. V. Chugaev^a, I. D. Sobolev^a, M. A. Yakushik^{a, c}, E. O. Groznova^a, Yu. N. Ivanova^a, A. P. Kondrikova^a, V. D. Mokry^a

^aInstitute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia

^bScientific Geoinformation Center, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119019 Russia

^cInstitute of Experimental Mineralogy, Russian Academy of Sciences, Chernogolovka, Moscow Oblast, 142432 Russia

In this paper, ore-containing amphibolized gabbroids from the new low–sulfide ore occurrence of noble metals (Pt–Au–Pd) Vasilinovskoe, located near the Kharp town in the Yamalo–Nenets Autonomous okrug, are studied in detail. These rocks presumably belong to the Kershorsky complex, which is dated mainly to the Late Ordovician. Due to metamorphism, up to the appearance of amphibolites, a number of generations of amphiboles and plagioclases occurred; then epidote, chlorite, and some other minerals crystallized. Peak *PT* parameters probably reached ~6 kbar and ~700 °C; for later paragenesis, ~4 kbar and ~650 °C, decreasing to 1 kbar and ~550 °C, thus decompression occurred. For the late low-temperature transformations, chlorite geothermometer estimations reveal *t* = 275–100 °C. Mineralization zones are developed in these rocks (from the first cm to 50 m, sulfides 1–3 vol.%). The platinum group elements in them are represented by micron–sized palladium minerals – tellurides (merenskiite, temagamite, kotulskite, sopcheite), antimonides (stibiopalladinite, sadberite) and arsenoantimonides (arsenic stibiopalladinite, isomerthite), as well as others – moncheite, native osmium and others. The formation of noble-metal parageneses was associated with late-magmatic processes, as well as with subsequent redistribution by magmatogenic hydrothermal fluids, at temperature decreasing down to ~250 °C; pressure decreased from ~0.9–1.3 to ~0.4–0.5 kbar. The sulfur isotopic composition $\delta^{34}\text{S}$ (‰) in pyrite varies from –4.2 to +6.3, in chalcopyrite from –1.6 to +4.2. In pyrite of southern flank of the occurrence, $\delta^{34}\text{S}$ = –2.02 ... +2.72 ‰; in chalcopyrite, $\delta^{34}\text{S}$ = –1.74 ... +0.29. According to the Pb–Th–U isotopic parameters and the sulfur isotopic composition of sulfides, the sources of the studied low-sulfide mineralization are similar to mantle-type sources.

Keywords: gabbro, amphibolites, palladium tellurides, metamorphism, fluids, *PTX* conditions, sulfur and lead isotopic compositions, ore matter sources, Polar Urals