

# СОДЕРЖАНИЕ

---

---

**Том 63, номер 6, 2021**

---

---

Байкало-Вилуйский палеопротерозойский пояс Сибирской платформы: региональная золотоконтролирующая структура <i>В. В. Стогний, Г. А. Стогний</i>	489
Золото-теллуридная минерализация в рудах Пионерского золото-кварцевого месторождения (Восточный Саян, Россия) <i>А. Д. Извекова, Б. Б. Дамдинов, Л. Б. Дамдинова, М. Л. Москвитина</i>	498
Новое медно-благороднометалльное рудопроявление в габбро массива Серебрянского Камня, Платиноносный пояс Урала (Северный Урал) <i>В. В. Михайлов, С. Ю. Степанов, А. В. Козлов, С. В. Петров, Р. С. Паламарчук, В. В. Шиловских, В. Д. Абрамова, А. В. Корнеев</i>	520
Условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере (на примере интрузии западного склона Южного Урала) <i>С. Г. Ковалев, С. С. Ковалев</i>	551
Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть 2: влияние состава материнских пород на распространенность и качество бокситов <i>В. И. Мамедов, М. А. Макарова, Н. М. Боева, Д. А. Внучков, Н. С. Бортников</i>	576

---

---



УДК 553.24:550.83(571.5)

## БАЙКАЛО-ВИЛЮЙСКИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОЯС СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: РЕГИОНАЛЬНАЯ ЗОЛОТОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ СТРУКТУРА

© 2021 г. В. В. Стогний<sup>а</sup>, \*, Г. А. Стогний<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская, 149, Краснодар, 350040 Россия

\*e-mail: stogny\_vv@mail.ru

Поступила в редакцию 20.11.2020 г.

После доработки 09.02.2021 г.

Принята к публикации 16.04.2021 г.

Показано, что россыпная золотоносность Вилюйской синеклизы контролируется региональной структурой кристаллического фундамента Сибирской платформы – Байкало-Вилюйским палеопротерозойским поясом, границы и тектоника которого обоснованы по результатам анализа структуры гравитационного поля. Пояс включает систему блоков кристаллического фундамента, имеющих общее северо-восточное простирание и образующих горсты (типа Сунтарского) и грабены (типа Кемпендяйского). Золотоносные россыпи Вилюйской синеклизы приурочены главным образом к Сунтарскому, Тюянскому и Чыбыдинскому блокам пояса, метаморфические и магматические породы которых служили первичными источниками золота осадочного чехла. Шовная зона Байкало-Вилюйского пояса являлась хорошо проницаемой для глубинных флюидов, обеспечивающих миграцию золота. Типы возможных коренных источников золота (золотоплатиноидный, малосульфидно-золото кварцевый и золотосеребряный) отражают особенности эволюции раннедокембрийского золота в процессе осадконакопления Вилюйской синеклизы. К перспективным на погребенные россыпи золота Вилюйской синеклизы следует отнести площади, контролируемые Сунтарским, Кемпендяйским, Тюянским, Чыбыдинским и Хапчагайским блоками раннедокембрийских пород, которые могут содержать золоторудные объекты.

*Ключевые слова:* Сибирская платформа, Вилюйская синеклиза, Байкало-Вилюйский палеопротерозойский пояс, кристаллический фундамент, гравитационное поле, золотоносность

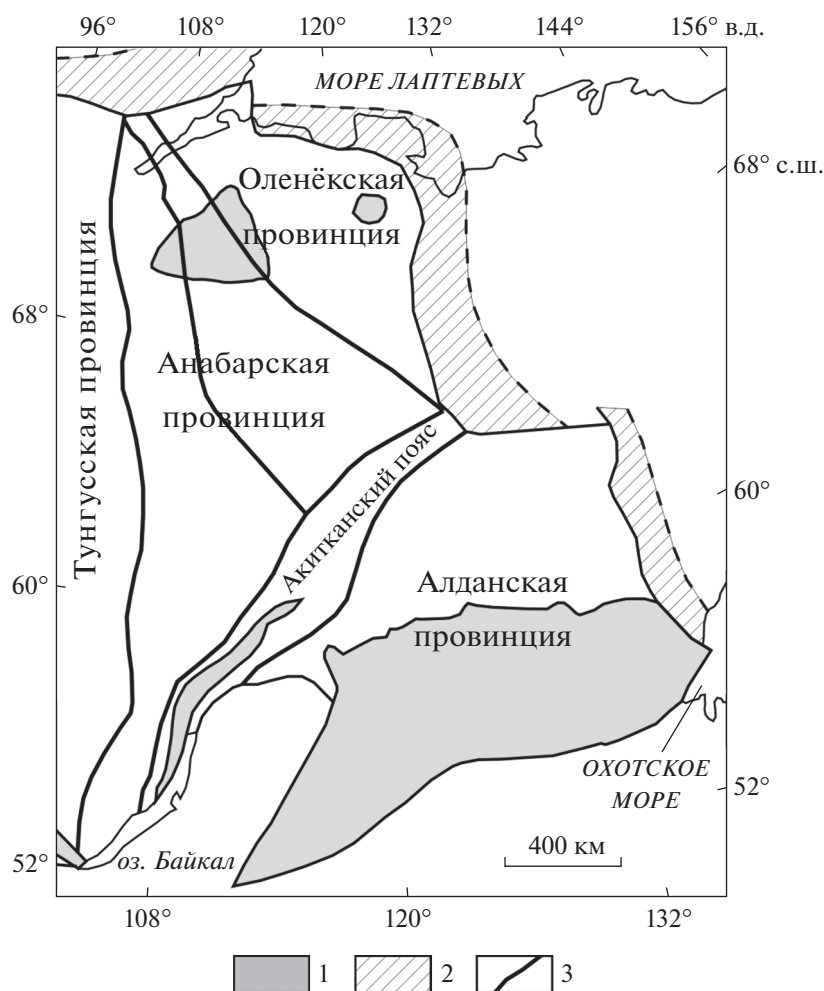
DOI: 10.31857/S001677702106006X

### ВВЕДЕНИЕ

Байкало-Вилюйский палеопротерозойский пояс кристаллического фундамента Сибирской платформы и Байкало-Патомского складчатого пояса протягивается в северо-восточном направлении от оз. Байкал до восточной границы платформы (Кушев, 1985). На последующих схемах районирования кристаллического фундамента Сибирской платформы Байкало-Вилюйский пояс имеет разные названия: Витимо-Вилюйский (Мишнин и др., 1987), Аkitканский (Розен, 2003) (фиг. 1), Нюрбинский (Смелов и др., 2001). В пределах Сибирской платформы пояс перекрыт осадочным чехлом Вилюйской синеклизы мощностью более 10 км. Раннедокембрийские метаморфические породы пояса обнажены в пределах Сарма-Тонодской зоны выступов Байкало-Патомского складчатого пояса и вскрыты Сунтарской опорной скважиной под нижнеюрскими отложениями Вилюйской синеклизы на глубине 368 м.

Осадочные отложения Вилюйской синеклизы, перекрывающие Байкало-Вилюйский пояс кристаллического фундамента, содержат россыпи золота, которые объединены в Вилюйский золотоносный район (Тимофеев и др., 1970) либо в Нахаро-Кептинскую перспективную золотороссыпную зону Восточно-Сибирской металлогенической провинции (Минерагеническая ..., 2008). Вилюйская синеклиза также оценивается как перспективная на докембрийские золотоносные конгломераты, образованные при разрушении Сунтарского поднятия (Черский, 1971; Трушков и др., 1975), а чешуйчатое высокопробное золото в конгломератах базальной части укугутской свиты нижней юры и в песчаниках верхнего мела отнесено к вилюйскому типу (Тимофеев, 1965).

З.С. Никифоровой с соавторами (2013, 2018) по минерало-геохимическим особенностям золота показана связь россыпного золота Вилюйской синеклизы с коренными источниками золотоплатиноидного, малосульфидно-золото кварцевого и золотосеребряного типов. Также



**Фиг. 1.** Схема кристаллического фундамента восточной части Сибирской платформы и Байкало-Патомского складчатого пояса по О.М. Розену (2003), с упрощением. 1 – области развития раннедокембрийских метаморфических пород; 2 – палеозой-мезозойские складчатые пояса форланда; 3 – главные разломные зоны в пределах платформы (сутуры).

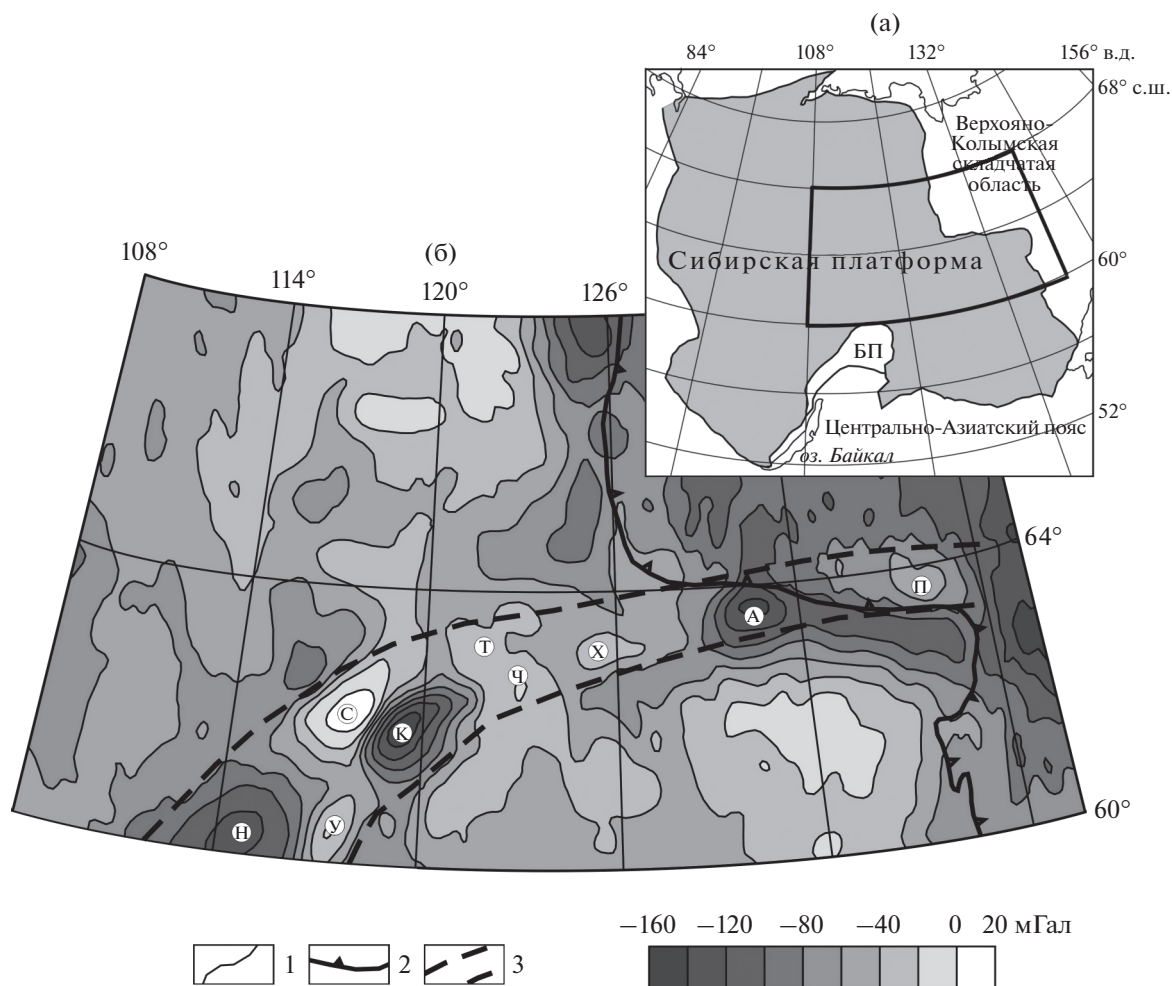
установлено, что россыпное золото представлено двумя (докембрийским и мезозойским) типами. Для докембрийского россыпного золота характерна мелкая фракция (0.1–0.25 мм) и высокая пробытность (900–999‰).

Приуроченность россыпей золота Вилюйской синеклизы к Сунтарскому поднятию Байкало-Вилюйского палеопротерозойского пояса определила цель работы – это оценка связи золотоносности осадочного чехла с тектоническими элементами кристаллического фундамента. Байкало-Вилюйский пояс является одной из крупнейших региональных линейных структур кристаллического фундамента Сибирской платформы, поэтому изучение его строения является самостоятельной задачей. Контуры пояса в (Кушев, 1985; Розен, 2003; Смелов и др., 2001) выделены по зоне пониженного уровня аномального магнитного поля. В настоящей работе границы и

тектоническое строение Байкало-Вилюйского палеопротерозойского пояса обосновано по результатам анализа структуры гравитационного поля.

#### АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МАТЕРИАЛОВ

С целью обоснования тектонического строения Байкало-Вилюйского пояса кристаллического фундамента Сибирской платформы проведен анализ геолого-геофизических материалов на площади, ограниченной 108° и 140° восточной долготы и 60° и 68° северной широты (фиг. 2а). Для эффективного анализа гравиметрических (масштаба 1 : 200000–1 : 1000000) и магнитных (масштаба 1 : 25000–1 : 50000, 1 : 200000) карт была выполнена спектрально-статистическая обработка цифровых моделей с разделением на высо-



**Фиг. 2.** Схема расположения района исследования (а) и Байкало-Верхоянская аномальная зона в структуре гравитационного поля (модель EGM2008, аномалия Буге) (б). 1 – восточная граница Сибирской платформы; 2 – контуры Байкало-Верхоянской аномальной зоны; 3 – оси линейных максимумов аномального магнитного поля. Обозначены аномалии гравитационного поля: максимумы (У – Уринский, С – Сунтарский, Т – Тюкянский, Ч – Чыбыдинский, Х – Хапчагайский, П – Томпонский); минимумы (Н – Ньюйский, К – Кемпендяйский, А – Нижнеалданский). На врезке: БП – Байкало-Патомский складчатый пояс.

кочастотную, среднечастотную и низкочастотную составляющие, соответствующие верхнему и нижнему уровням земной коры и литосферы. Интерпретация геолого-геофизических материалов проводилась на основе концепции блоковой делимости земной коры (геоблок, мегаблок, блок I порядка, блок II порядка).

Гравитационное и магнитное поля Сибирской платформы в различной степени информативны относительно геологических процессов как во временном, так и в пространственном отношении (Стогний, Стогний, 2005). Гравитационное поле главным образом отражает тектоническое строение земной коры и может быть использовано как индикатор при разработке геодинамических моделей. Магнитное поле в большей мере характеризует вещественный состав раннедокембрийских пород и условия их метаморфизма.

### Гравитационное поле

Структура гравитационного поля изучаемой территории рассмотрена на иерархических уровнях аномальной области, аномальной зоны, региональных и локальных максимумов и минимумов. Аномальные области – это крупные (более 1000 км в поперечнике) участки гравитационного поля мозаично-блокового строения, которым в зависимости от принятой тектонической концепции отвечают геоблоки, террейны или гранит-зеленокаменные и гранулит-гнейсовые области. Аномальные гравитационные зоны – протяженные (более 1000 км при ширине 100–300 км) элементы поля, включающие линейные, имеющие общее простираание отрицательные и положительные аномалии. Зонам соответствуют межгеоблоковые разломы либо гранулит-гнейсовые пояса кристаллического фундамента. По этому

критерию в гравитационном поле Сибирской платформы оконтурена региональная Байкало-Верхоянская аномальная зона (фиг. 2б). Юго-западная часть Байкало-Верхоянской аномальной гравитационной зоны в пределах Байкало-Патомского складчатого пояса рассмотрена в (Стогний, Стогний, 2016).

В границы Байкало-Верхоянской аномальной зоны Сибирской платформы объединены гравитационные аномалии, имеющие общее северо-восточное простирание — это Уринский, Сунтарский, Тюкянский, Чыбыдинский, Хапчанский и Томпонский максимумы, Нюйский, Кемпендяйский и Нижнеалданский минимумы. Уринский гравитационный максимум амплитудой более 30 мГал в плане соответствует Предпатомскому прогибу. С запада Уринский максимум сопряжен с Нюйским минимумом амплитудой более 25 мГал и размером  $250 \times 150$  км. В контурах максимума распространены палеозойские отложения Предпатомского прогиба и раннедокембрийские метаморфические породы Сарма-Тонодской зоны.

Сунтарский, Чыбыдинский и Хапчанский максимумы, Кемпендяйский и Нижнеалданский минимумы локализованы в пределах южной части Вилюйской синеклизы. Сунтарский максимум амплитудой более 65 мГал отражает приподнятый одноименный блок кристаллического фундамента, раннедокембрийские метаморфические породы которого вскрыты скважиной под меловыми отложениями Вилюйской синеклизы на глубине 368 м (Мокшанцев и др., 1964). В работе (Исаков и др., 2012) Сунтарский гравитационный максимум объясняется массивом мафитов чинейского комплекса. Кемпендяйский гравитационный минимум амплитудой более 60 мГал приурочен к одноименной впадине глубиной до 10 км, сложенной преимущественно мезозойскими и терригенно-карбонатными отложениями палеозоя (Гайдук, 1988). Тюкянский и Чыбыдинский гравитационные максимумы образуют поперечную зону северо-западного простирания, которой соответствует поднятие Вилюйской синеклизы. Томпонский максимум (амплитудой до 50 мГал) Верхояно-Колымской складчатой области замыкает Байкало-Верхоянскую аномальную зону локальных максимумов и минимумов. Итак, локальные гравитационные аномалии Байкало-Верхоянской зоны отражают суммарный эффект от плотностных неоднородностей кристаллического фундамента и его рельефа. Рельеф кристаллического фундамента рассматриваемой площади довольно хорошо изучен (Гайдук, 1988; Тектоника ..., 2001).

Байкало-Верхоянской аномальной зоне в низкочастотной составляющей гравитационного поля соответствует граница Ленской и Якутской аномальных областей (фиг. 3), которые отражают уровень верхней мантии и отождествляются с ли-

тосферными сегментами Сибирской платформы мощностью до 250 км — Ленским и Якутским литосферными корнями.

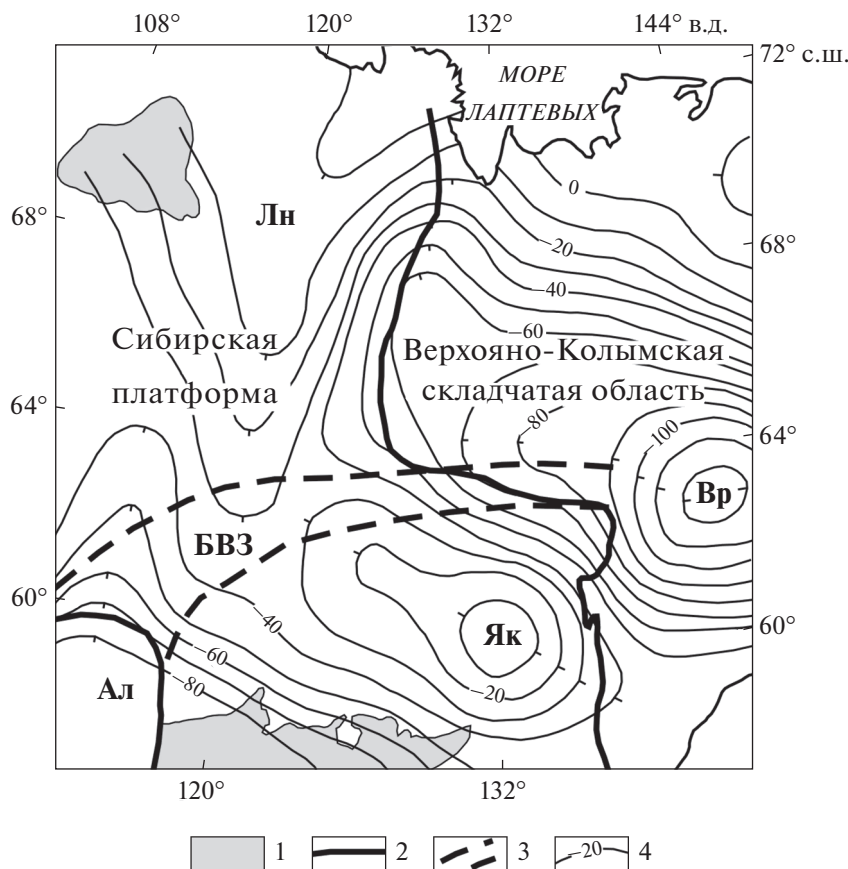
#### *Магнитное поле*

В региональном плане структура аномального магнитного поля восточной части Сибирской платформы представлена системой линейных максимумов длиной до 900 км при ширине более 30 км (фиг. 4). Линейные магнитные максимумы восточной части Сибирской платформы имеют преимущественное северо-западное направление, ортогональное по отношению к Байкало-Верхоянской гравитационной зоне. На северо-востоке платформы Анабаро-Жиганский, Оленек-Ленский и Магано-Непский линейные максимумы Анабарской антеклизы сближаются в пределах Анабарского щита в сложно дифференцированную аномальную область, создаваемую субвертикальными телами магнетитсодержащих пород мощностью до 2 км (Стогний, Стогний, 2006). Якутским линейным максимумом проявляется глубинный разлом Алданской антеклизы (Истомин, Мишнин, 2003).

Байкало-Верхоянской гравитационной зоне соответствует область мозаичного магнитного поля (см. фиг. 4). На западе и востоке ее пересекают соответственно Оленек-Ленский и Якутский линейные максимумы. Центральная часть Байкало-Верхоянской гравитационной зоны представлена Кемпендяйской областью отрицательных значений магнитного поля, севернее которой расположена Линденская область отрицательных значений.

Укугутский, Тонгский и Кысылсырский локальные магнитные максимумы образуют цепочку вдоль северной границы Байкало-Верхоянской гравитационной зоны, которая разделяет Кемпендяйскую и Линденскую области отрицательных значений. Укугутский и Тонгский магнитные максимумы, локализованные в контурах Сунтарского блока кристаллического фундамента, отражают блоки магнетитсодержащих раннедокембрийских пород. Не исключено, что аналогичную природу имеют Кысылсырский магнитный максимум и Баппагайская область положительных значений магнитного поля.

Границы Аkitканского (см. фиг. 1) и Нюрбинского (Смелов и др., 2001) поясов кристаллического фундамента вынесены по зоне низких значений аномального магнитного поля, которая включает Кемпендяйскую и Линденскую области отрицательных значений. Линденская область отрицательных значений магнитного поля, в плане соответствующая северному крылу Вилюйской синеклизы, находится севернее Байкало-Верхоянской аномальной гравитационной зоны,



**Фиг. 3.** Положение Байкало-Верхоянской аномальной зоны на схеме низкочастотной составляющей гравитационного поля Сибирской платформы. 1 – ранний докембрий щитов Сибирской платформы; 2 – граница Сибирской платформы; 3 – контур Байкало-Верхоянской аномальной гравитационной зоны (БВЗ); 4 – изоаномалы гравитационного поля. Аномальные области низкочастотной составляющей гравитационного поля: положительные (Лн – Ленская, Як – Якутская), отрицательные (Ал – Алданская, Вр – Верхоянская).

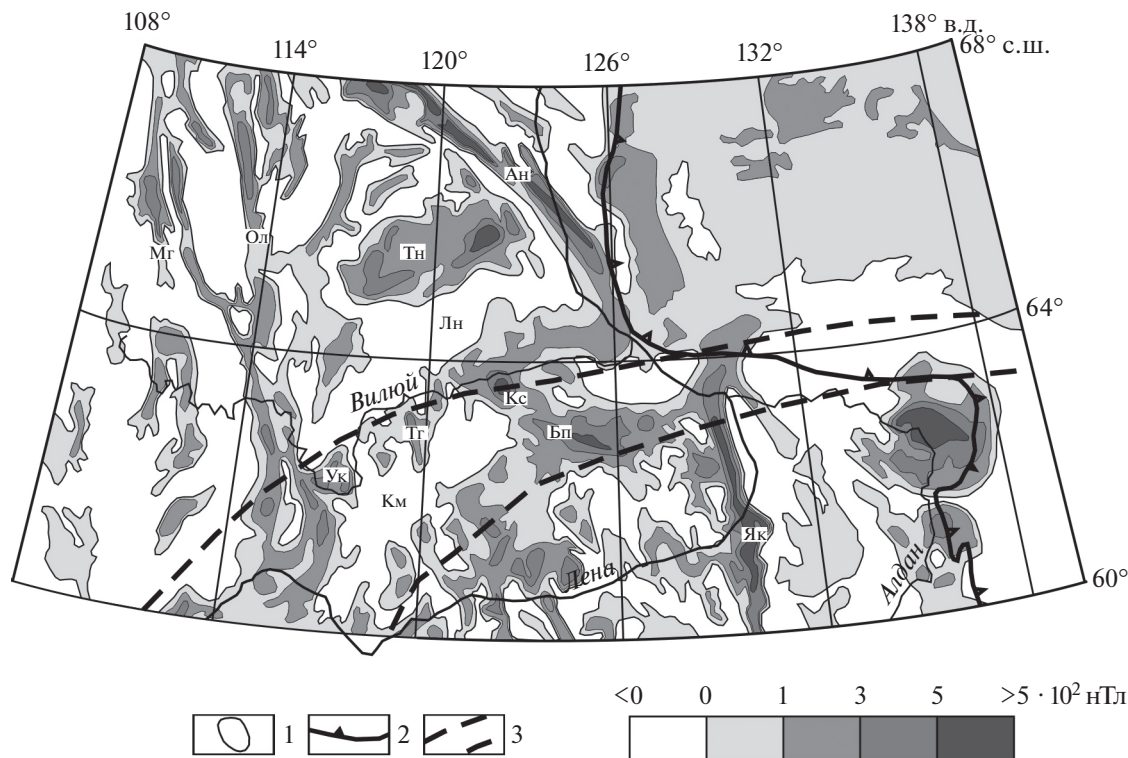
контуры которой определяют положение Байкало-Вилуйского палеопротерозойского пояса в структуре кристаллического фундамента Сибирской платформы.

Таким образом, Байкало-Вилуйский пояс кристаллического фундамента в структуре гравитационного поля Сибирской платформы представлен цепочкой локальных аномалий северо-восточного простирания, объединенных в Байкало-Верхоянскую аномальную зону. Кристаллические породы фундамента вскрыты в контурах Сунтарского гравитационного максимума. Гравитационные максимумы Байкало-Верхоянской аномальной зоны по своим размерам и амплитуде сопоставимы с максимумами поля силы тяжести Станового мегаблока Алдано-Станового щита, отражающими блоки (Зверевский, Верхне-Тимптонский, Сутамский, Дамбукинский, Чогарский) высокоградных гранулитов (Стогний, Стогний, 2005), что позволяет Кемпендяйский, Сунтарский, Тюянский, Чыбыдинский и Хапчанский макси-

мумы интерпретировать как гранулиты высоких давлений раннедокембрийской земной коры.

### БАЙКАЛО-ВИЛЮЙСКИЙ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ПОЯС – ЗОЛОТОКОНТРОЛИРУЮЩАЯ СТРУКТУРА ВИЛЮЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

На региональном уровне строение Байкало-Вилуйского палеопротерозойского пояса представлено системой блоков кристаллического фундамента, имеющих общее северо-восточное простирание (фиг. 5) и формирующих горсты (типа Сунтарского) и грабены (типа Кемпендяйского). Глубинное строение земной коры Байкало-Вилуйского пояса по линии геотраверса Березово – Усть-Мая, пересекающей в юго-восточном направлении Тюянский и Хапчагайский блоки, охарактеризовано в (Егоркин и др., 1988; Егоров, 2004). Мощность земной коры пояса по сравнению с Анабарской и Алданской антеклизами сокращена до 35 км, а мощность литосферы до 75 км. А.С. Егоров (2004) представил строение



**Фиг. 4.** Аномальное магнитное поле района исследования по (Карта ..., 1995) с упрощением. 1 – изодинамы магнитного поля; 2 – восточная граница Сибирской платформы; 3 – границы Байкало-Верхоянской гравитационной аномальной зоны по (см. фиг. 2). Буквами обозначены аномалии магнитного поля различного ранга: региональные линейные максимумы (Ан – Анабаро-Жиганский, Ол – Оленек-Ленский, Мг – Магано-Непский, Як – Якутский); крупные аномальные области мозаичной структуры положительных значений (Тн – Тунгская, Бп – Баппагайская); крупные аномальные области мозаичной структуры отрицательных значений (Лн – Линденская, Км – Кемпендзйская); локальные максимумы (Ук – Укугутский, Тг – Тонгский, Кс – Кысылсырский).

земной коры рассматриваемого отрезка по геотраверсу в виде рифтогенной структуры, ограниченной глубинными до уровня границы Мохоравичича разломами.

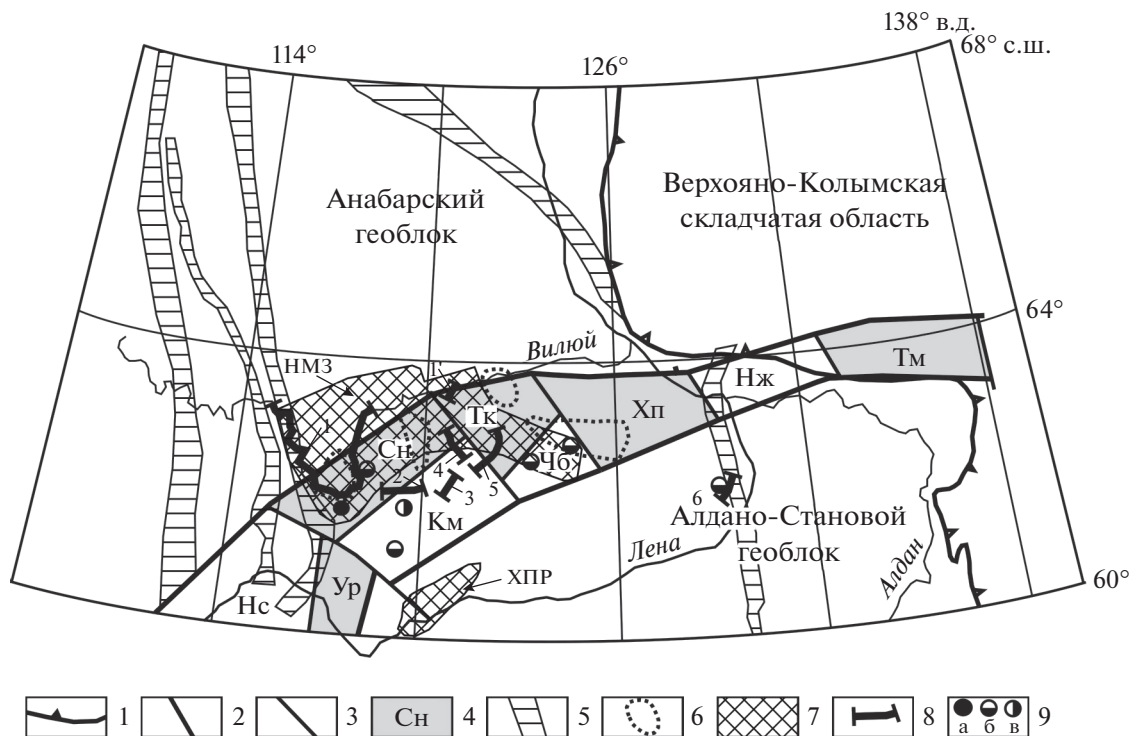
Байкало-Вилойский пояс в виде региональной шовной зоны, разделяющей Анабарский и Алдано-Становой геоблоки кристаллического фундамента, проявляется в структуре низкочастотной составляющей гравитационного поля Сибирской платформы (см. фиг. 3). На особенности режима образования пояса как межгеоблоковой структуры указывает также его простираение, ортогональное к простираению региональных тектонических нарушений кристаллического фундамента Анабарского и Алдано-Станового геоблоков (см. фиг. 5). О.М. Розен с соавторами (2006) рассматривают пояс в качестве палеопротерозойской островной дуги, сшивающей террейны юго-востока и северо-востока Сибирской платформы.

Формирование Байкало-Вилойского пояса в палеопротерозое, по нашему мнению, определили процессы внутриплитного рифтогенеза, в результате которых блоки гранулитов были выведены с нижних уровней коры в фазах растяжения-сжатия.

В последующем Байкало-Вилойский палеопротерозойский пояс контролировал осадконакопление Вилойской синеклизы. Палеозой-мезозойский рифтогенез (Киселев и др., 2002; Левашов, 1975; Масайтис и др., 1975) способствовал расширению и углублению Вилойского осадочного бассейна. О.П. Полянский с соавторами (2013) относят Сунтарский, Тюкянский и Чыбыдинский блоки к стабильным, менее погруженным при рифтогенезе в девоне либо возникшим в этап растяжения.

Золотоносные россыпи Вилойской синеклизы приурочены главным образом к Сунтарскому, Тюкянскому и Чыбыдинскому блокам (см. фиг. 5), что позволяет относить раннедокембрийские метаморфические и магматические породы Байкало-Вилойского пояса к первичному источнику. В метаморфических породах Сунтарского блока содержание золота определено в 0.1 г/т (Тимофеев и др., 1970). Предполагается, что блоки гранулитов Байкало-Вилойского пояса при выдвигании с нижних уровней земной коры испытали перераспределение золота с образованием золото-кварцевых и золото-пирит-пирротиновых жил, а шовная зона Байкало-Вилойского по-





**Фиг. 5.** Схема тектонического строения Байкало-Вилуйской рудоконтролирующей структуры кристаллического фундамента Сибирской платформы по результатам анализа геолого-геофизических материалов. 1 – восточная граница Сибирской платформы; 2–3 – разломы: 2 – межгеоблоковые, 3 – межблоковые; 4 – блоки гранулитов, формирующих горсты; 5 – тектонические нарушения, выделенные в контурах линейных магнитных максимумов; 6 – магнетит-содержащие объекты кристаллического фундамента; 7 – золотороссыпные зоны и районы по (Минерагеническая ..., 2008); НМЗ – Нахаро-Кептинская перспективная зона, ХПР – Хорынцынский перспективный рудный район; 8 – золото-платиноносные россыпи по (Округин, 2005): 1 – р. Вилуй, 2 – р. Кемпендяй, 3–5 – верховья рек Намана–Тонго–Чыбыда, 6 – р. Кенкеме; 9 – формационные типы коренных источников золота по (Никифорова, 2018): а – золотоплатиноидный, б – малосульфидный золотокварцевый, в – золотосеребряный. Буквами обозначены блоки Байкало-Вилуйского пояса кристаллического фундамента: Нс – Нюйский, Ур – Уринский, Сн – Сунтарский, Км – Кемпендяйский, Тк – Тюкянский, Чб – Чыбыдинский, Хп – Хапчагайский, Нж – Нижнеалданский, Тм – Томпонский.

яса являлась хорошо проницаемой для глубинных флюидов, обеспечивающих как миграцию золота, так и локальный метасоматоз осадочных пород с образованием кварцевых жил с рудным золотом. Рудоносные гидротермы В.А. Михайлов (2000) связывает с флюидно-эксплозивными структурами осадочного чехла Вилуйской синеклизы.

Разрушение метаморфических пород приподнятых блоков, по-видимому, началось с момента формирования Байкало-Вилуйского пояса в палеопротерозое. В последующем золото накапливалось в осадочных отложениях с образованием древних погребенных россыпей в промежуточных источниках, главным образом, в конгломерато-песчаных отложениях табысинской свиты верхнего триаса, базальных горизонтах укугутской свиты нижней юры и песчаниках мела (Тимофеев и др., 1970). Коренные источники золотоплатиноидного, малосульфидно-золотокварцевого и золотосеребряного типов, обоснованные

З.С. Никифоровой (2018) по минералого-геохимическим характеристикам (см. фиг. 5), отражают эволюцию раннедокембрийского россыпного золота в процессе осадконакопления Вилуйской синеклизы. Незначительная часть россыпного золота поступала с обломочным материалом разрушения выступов Алдано-Станового щита и Якутского поднятия.

Метабазитовые комплексы гранулитовых блоков Байкало-Вилуйского пояса являлись также источником платины. В золотоносных россыпях платина присутствует от единичных знаков до первых сотен мг/м<sup>3</sup> и более (Тектоника..., 2001). Известны золото-платиноносные россыпи рек Вилуй, Кемпендяй, Намана, Тонго и Чыбыда (см. фиг. 5). В качестве коренного источника платины рассматриваются пермо-триасовые габбро-долериты траппов (Додин и др., 1994), ультраосновные массивы выступов фундамента (Округин, 2005), а также расположенный севернее в преде-

лах Анабарского геоблока не вскрытый Тюнгский интрузив (Истомин, Мишнин, 2003).

Байкало-Вилуйский пояс кристаллического фундамента по своим геолого-геофизическим характеристикам (протяженность, ширина, цепочки гравитационных максимумов, отражающие выходы раннедокембрийских гранулитов) аналогичен охарактеризованному в (Глебовицкий и др., 2009) Пристановому поясу высокоградных гранулитов Станового мегаблока Алдано-Станового щита. Блоки гранулитов Станового мегаблока контролируют крупные Дамбукинский, Верхнетимптонский, Сутамский, Преддзуджурский, Чогаро-Удыхинский золотороссыпные районы. Основным источником золота россыпей Сутамского района, по данным В.С. Когена (1976), являются кварц-пирит-пирротиновые и кварц-карбонат-полисульфидные жилы в гранулитах, а источником россыпей Дамбукинского района – обогащенные золотом раннедокембрийские породы камрайской свиты (Алекторова, Шмураева, 1997).

К потенциально перспективным на погребенные россыпи золота Вилуйской синеклизы следует отнести площади, контролируемые Сунтарским, Кемпендяйским, Тюкянским, Чыбыдинским и Хапчагайским блоками Байкало-Вилуйского палеопротерозойского пояса кристаллического фундамента Сибирской платформы. Не исключены золоторудные объекты в метаморфических породах данных блоков. Мощность (370–500 м) юрских отложений, перекрывающих выступ Сунтарского блока, позволяет провести поисковые работы на рудное золото.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Россыпная золотоносность Вилуйской синеклизы контролируется региональной структурой кристаллического фундамента Сибирской платформы – Байкало-Вилуйским палеопротерозойским поясом. Пояс перекрыт осадочным чехлом Вилуйской синеклизы мощностью 0.4–10 км (раннедокембрийские метаморфические породы вскрыты Сунтарской скважиной под нижнеюрскими отложениями на глубине 368 м). Границы и тектоника Байкало-Вилуйского пояса обоснованы по результатам анализа структуры гравитационного поля. Пояс включает систему блоков кристаллического фундамента, имеющих общее северо-восточное простирание и образующих горсты (типа Сунтарского) и грабены (типа Кемпендяйского). Байкало-Вилуйский пояс сформирован в процессе внутриплитного рифтогенеза в палеопротерозое – в условиях фаз растяжения и сжатия блоки гранулитов были выведены с нижних уровней коры.

Золотоносные россыпи Вилуйской синеклизы приурочены, главным образом, к Сунтарско-

му, Тюкянскому и Чыбыдинскому блокам гранулитов, метаморфические и магматические породы которых служили первичным источником золота осадочного чехла. Шовная зона Байкало-Вилуйского пояса являлась хорошо проницаемой для глубинных флюидов, обеспечивающих как миграцию золота, так и образование в осадочном чехле кварцевых жил с рудным золотом. Типы возможных коренных источников золота (золото-платиноидный, малосульфидно-золото-кварцевый и золотосеребряный) отражают особенности эволюции раннедокембрийского россыпного золота в процессе осадконакопления Вилуйской синеклизы. К перспективным на погребенные россыпи золота Вилуйской синеклизы следует отнести площади, контролируемые Сунтарским, Кемпендяйским, Тюкянским, Чыбыдинским и Хапчагайским блоками раннедокембрийских пород, которые могут содержать золоторудные объекты.

## БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность доктору геол.-мин. наук З.С. Никифоровой за обсуждение в период работы в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) проблемы золотоносности Вилуйской синеклизы.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекторова Е.А., Шмураева Л.Я.* Проблемы коренной докембрийской золотоносности Дамбукинского блока Алдано-Станового щита // Доклады Северной Евразии: Тезисы докладов. Санкт-Петербург: ИГГД РАН, 1997. С. 3.
- Гайдук В.В.* Вилуйская среднепалеозойская рифтовая система. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988.
- Глебовицкий В.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д.* Гранулитовые комплексы Дзуджуро-Становой складчатой области и Пристанового пояса: возраст, условия и геодинамические обстановки проявления метаморфизма // Геотектоника. 2009. № 4. С. 3–15.
- Додин Д.А., Чернышов Н.М., Полферов Д.В., Тарновецкий Л.Л.* Платинометалльные малосульфидные месторождения в ритмично расслоенных комплексах. М.: ЗАО “Геоинформмарк”, 1994.
- Егоркин А.В., Зюганов С.К., Павленкова Н.А., Чернышев Н.М.* Результаты исследования структуры литосферы на профиле Сибири // Геология и геофизика. 1988. № 5. С. 120–128.
- Егоров А.С.* Глубинное строение и геодинамика литосферы Северной Евразии (по результатам геолого-геофизического моделирования вдоль геотравверсов России). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004.
- Исаков В.М., Старосельцев К.В., Шелухина О.И., Махнач Е.Н.* Структурно-вещественные комплексы фундамента юга Сибирской платформы // Региональная геология. 2012. Т. 11. № 3. С. 12–18.
- Истомин И.Н., Мишнин В.М.* К проблеме поисков месторождений металлов платиновой группы в Якутии // Вестник госкомгеологии. 2003. № 2. С. 13–27.

- Карта аномального магнитного поля ( $\Delta T_a$ ) России и прилегающих акваторий. Масштаб 1 : 10 000 000 / Т.П. Литвинова, Н.П. Шмураева. ВСЕГЕИ, 1995.
- Киселев А.И., Егоров К.И., Масловская М.И.* Геодинамика развития кимберлитового и базитового магматизма в области Вилюйского палеорифта // Отечественная геология. 2002. № 4. С. 40–45.
- Коген В.С.* Золотое оруденение Сутамского узла (Становой хребет) // Генетические типы и закономерности размещения месторождений золота Дальнего Востока. Наука: Сибирское отделение. Новосибирск, 1976. С. 107–111.
- Кушев В.Г.* Зеленокаменные прогибы (троговые комплексы) Восточной Сибири в системе архейских кратонов и протерозойских подвижных поясов // Докембрийские троговые комплексы Байкало-Амурского региона и их металлогения. Новосибирск, изд-во ИГиГ СО АН СССР, 1985. С. 28–34.
- Левашов К.К.* Среднепалеозойская рифтовая система востока Сибирской платформы // Советская геология. 1975. № 10. С. 49–58.
- Масайтис В.Л., Михайлов М.В., Селивановская Т.В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилюйского среднепалеозойского авлакогена. М.: Недра, 1975.
- Минерагеническая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 5000000. ФГУП “ВСЕГЕИ”, 2008.
- Михайлов В.А.* Вилюйская металлоносная провинция и некоторые аспекты ее освоения // Россыпи, источники, их генезис и перспективы. Якутск, изд-во ЯНЦ СО РАН, 2000. С.173–179.
- Мишин В.М., Бадарханов В.И., Болоньев В.И.* Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987.
- Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С.* Тектоническое строение Якутской АССР. М.: Наука, 1964.
- Никифорова З.С.* Геолого-структурный контроль и критерии прогнозирования типов коренных источников россыпной золотоносности востока Сибирской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. 2018. № 5. С. 17–24.
- Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженикина А.Г.* Золотоносность востока Сибирской платформы: россыпи – коренные источники // Геология руд. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 305–319.
- Никифорова З.С., Герасимов Б.Б., Глушкова Е.Г., Каженикина А.Г.* Индикаторные признаки россыпного золота как показатель прогнозирования формационных типов золоторудных месторождений (Восток Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1643–1657.
- Округин А.В.* Значение типоморфизма хромшпинелидов для прогнозирования коренных источников россыпной платины восточной части Сибирской платформы // Отечественная геология. 2005. № 5. С. 3–10.
- Полянский О.П., Прокопьев А.В., Бабичев А.В., Коробейников С.Н., Ревердатто В.В.* Рифтогенная природа формирования Вилюйского бассейна (Восточная Сибирь) на основе реконструкции осадконакопления и механико-математических моделей // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 2. С. 163–183.
- Розен О.М.* Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 3–21.
- Розен О.М., Манаков А.В., Зинчук Н.Н.* Сибирский кратон: формирование, алмазоносность. М.: Научный мир, 2006.
- Смелов А.П., Габышев В.Д., Ковач В.П., Котов А.Б.* Общая структура фундамента восточной части кратона // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001. С. 108–112.
- Стогний Г.А., Стогний В.В.* Геофизические поля восточной части Северо-Азиатского кратона. Якутск: Сахаполиграфиздат, 2005.
- Стогний Г.А., Стогний В.В.* Типизация магнитных неоднородностей кристаллического фундамента северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 102–104.
- Стогний Г.А., Стогний В.В.* Структура кристаллического фундамента Байкало-Патомского складчатого пояса и роль региональных глубинных разломов в формировании золоторудного месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь) // Геофизика. 2016. № 3. С. 73–77.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин (ред.). М.: МАИК “Наука/Интерпериодика”, 2001.
- Тимофеев В.И.* О россыпной золотоносности бассейна р. Вилюй // Охрана и разведка недр. 1965. № 6. С. 1–5.
- Тимофеев В.И., Нестеров Н.В., Шпунт Б.Р.* Золотоносность Западной Якутии // Матер. по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. Выпуск XVII. Якутск, 1970.
- Трушков Ю.Н., Избеков Э.Д., Томская А.И., Тимофеев В.И.* Золотоносность Вилюйской синеклизы и ее обрамления. Новосибирск: Наука, 1975.
- Черский Н.В.* Богатства недр Якутии. Якутск, 1971.

УДК 553.411.07

## ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДАХ ПИОНЕРСКОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН, РОССИЯ)

© 2021 г. А. Д. Извекова<sup>а</sup>, \*, Б. Б. Дамдинов<sup>а</sup>, \*\*, Л. Б. Дамдинова<sup>а</sup>, М. Л. Москвитина<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Геологический институт СО РАН, ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047 Россия

\*e-mail: boxjer@mail.ru

\*\*e-mail: damdinov@mail.ru

Поступила в редакцию 28.05.2020 г.

После доработки 16.06.2021 г.

Принята к публикации 21.06.2021 г.

Пионерское золото-кварцевое месторождение — первое открытое в юго-восточной части Восточного Саяна коренное месторождение золота. Рудные тела Пионерского месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые залегают в зонах дробления, милонитизации и рассланцевания. Из рудных минералов преобладает пирит, реже встречаются халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. В кварцевых жилах, залегающих в телах лиственинов, кроме перечисленных, присутствуют минералы Ni и Co — кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит. Из теллуридов диагностированы следующие минералы: алтаит, петцит, гессит, калаверит, мелонит, теллуросмугит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, вольнскит, цумоит и тетрадимит. Самородное золото ассоциирует с теллуридами, встречаются единичные зерна низкопробного самородного золота в ассоциации с галенитом и сфалеритом. Выделения самородного золота присутствуют в рудах в виде мелких прожилков и зерен неправильной формы в кварце и в пирите, часто образуют сростания с теллуридными минералами. В рудах установлены три минеральные ассоциации: кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная и золото-теллуридная. Исследования показали, что в ходе формирования этих ассоциаций снижалась фугитивность серы и повышалась фугитивность теллура. Изучение флюидных включений и минеральная термометрия позволили установить общий интервал температур минералообразования от 285 до 225°C, причем формирование золото-теллуридной ассоциации происходило в интервале температур 225–227°C. Изотопные составы серы в пирите и равновесном флюиде имеют значения, характерные для ювенильной серы. Исследования изотопного состава кислорода свидетельствуют об участии магматогенных флюидов в рудообразовании. Взаимодействие первичного флюида с вмещающими породами, содержащими повышенные концентрации золота и, возможно, теллура, привело к дополнительному обогащению этими элементами и формированию небольшого по запасам, но богатого золоторудного месторождения с широким спектром минералов теллуридной ассоциации.

*Ключевые слова:* Восточный Саян, Пионерское месторождение, фугитивность, золото, теллуриды золота, флюидные включения, изотопы серы и кислорода, орогенные месторождения

DOI: 10.31857/S0016777021060022

### ВВЕДЕНИЕ

Золото-кварцевые месторождения относятся к типу орогенных, формирующихся в аккреционно-коллизонных обстановках сжатия или скольжения на границах литосферных плит (Горячев, 2014; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2014; Kouhestani et al., 2014; и др.). Такие месторождения преимущественно жильные, по глубине формирования они подразделяются на гипозональные (>12 км), мезозональные (6–12 км) и эпизональные (>6 км) (Groves, 1998). По времени формирования орогенные месторождения охватывают интервал в

более чем 3 млрд лет, от раннего докембрия до четвертичного периода (Goldfarb et al., 2001, 2014).

До настоящего времени вопрос о генезисе золото-кварцевых месторождений остается предметом дискуссий. В особенности это касается происхождения рудообразующих гидротермальных растворов, а также источников золота и сопутствующих элементов. Существует несколько моделей формирования таких месторождений, наиболее популярной из которых является модель метаморфической деволатилизации (Phillips, Powell, 2010). Альтернативной является магматогенно-

гидротермальная модель, предполагающая поступление флюида и металлов, отделившихся при кристаллизации интрузивов (Бортников, 2007; Mueller, 2015).

В пределах Восточного Саяна орогенные месторождения золота распространены в обрамлении Гарганской “глыбы” – выступа архейского фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента и пространственно ассоциируют с выходами пород офиолитовой ассоциации (Гордиенко и др., 2016; Дамдинов, 2019). Самое крупное в регионе – золото-сульфидно-кварцевое Зун-Холбинское месторождение. Известны в рассматриваемом регионе и золото-кварцевые месторождения. Они характеризуются относительно меньшими размерами, но также распространены в обрамлении Гарганской “глыбы”.

Особый интерес представляет Пионерское золоторудное месторождение, поскольку отличается от соседних объектов широким распространением минералов теллуридной ассоциации (Громова, 1960). По геолого-структурным признакам оно соответствует орогенным золото-кварцевым месторождениям. Теллуриды, в свою очередь, больше характерны для плутоногенно-гидротермальных золоторудных месторождений, генетически связанных с плутоническими или вулканическими магматическими породами (Baker, Lang, 2001; Hart, 2007; Hart et al., 2000). В некоторых случаях теллуриды присутствуют и в рудах орогенных месторождений золота, однако считается, что их появление обусловлено трансформацией руд под влиянием магматических процессов (Vi et al., 2011; Spence-Jones et al., 2018). В то же время, в рудном поле Пионерского месторождения (так же, как и в его обрамлении) субсинхронные с рудной минерализацией магматические породы отсутствуют, за исключением редких выходов даек основного состава, возраст которых неизвестен. Поэтому увязать появление теллуридов с магматизмом в данном случае затруднительно. Таким образом, основной целью исследований, результаты которых представлены в настоящей статье, является изучение минерального состава и физико-химических условий образования руд Пионерского золото-кварцевого месторождения для выявления генезиса золото-теллуридной минерализации

Пионерское месторождение расположено в истоках р. Китой на правом берегу р. Самарта, в 3,5 км на юго-восток от пос. Самарта, в 8,5 от крупнейшего в регионе Зун-Холбинского золоторудного месторождения. Пионерское месторождение – это первое открытое в Восточном Саяне коренное месторождение золота. Оно было выявлено в 1954 г. геологом В.Ф. Рубцовым и старшим коллектором-практиком А.И. Дековым во время рекогносцировочного маршрута. Особенностью

месторождения является исключительно высокое содержание золота в жилах, достигавшее, по данным разведочных работ и последующей добычи, более чем 20 кг/т золота по некоторым точечным пробам. Основные запасы руд отработаны в 60-х годах XX в., однако из-за неправильной эксплуатации в то время, большой объем руд был потерян (Золото Бурятии..., 2000).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В ходе полевых работ на месторождении проводились геологические наблюдения взаимоотношений кварцевых жил с вмещающими породами, сопровождавшиеся отбором образцов.

Содержания породообразующих и примесных элементов, золота и серебра в породах и рудах определялись методами химико-спектрального анализа в ЦКП Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (аналитики Б.Ж. Жалсараев, А.А. Цыренова, Б.Б. Лыгденова, Л.А. Левантуева, Л.В. Митрофанова, О.В. Корсун, М.Г. Егорова, И.В. Звонцов), а также методом РФА-СИ в ИГМ СО РАН (аналитик Ю.П. Колмогоров). Изотопный состав серы определялся в ИГМ СО РАН (аналитик В.Н. Реутский). Изотопный состав кислорода в кварце определен в ЦКП Аналитический центр минералого-геохимических и изотопных исследований ГИН СО РАН (аналитик В.Ф. Посохов). Кислород из кварца был выделен методом лазерного фторирования. Калибровка анализов осуществлялась по международным стандартам NBS-28 (кварц). Воспроизводимость анализов составляла  $\pm 0.1-0.3\%$  при 95% доверительном уровне. Изучение петрографических шлифов и аншлифов проводилось на поляризационных микроскопах Olympus BX51 и Полам Р-312. Химический состав рудных минералов исследовался в ГИН СО РАН на сканирующем электронном микроскопе Leo-1430 с энергодисперсионной приставкой для рентгеноспектрального анализа Inca-Energy, (аналитики С.В. Канакин и Е.А. Хромова).

Флюидные включения (ФВ) в кварце и кальците изучались методами термометрии и криометрии. Для определения температуры общей гомогенизации, температур эвтектики и плавления льда водных растворов, температур частичной гомогенизации и плавления сжиженных газов использовалась микротермокамера THMSG-600 фирмы Linkam с диапазоном измерения температур от  $-196$  до  $+600^\circ\text{C}$ . Стандартная аппаратная погрешность измерений составляет  $\pm 0.1$  в отрицательной и  $\pm 5^\circ\text{C}$  в положительной области температур. Общую соленость водных растворов во включениях в экв. NaCl находили по температуре плавления льда (Bodnar, Vityk, 1994). КР-спектроскопия флюидных включений проведена в РЦ “Геомо-

дель” СПбГУ (г. Санкт-Петербург) на Рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 (аналитик В.Н. Бочаров).

### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО САЯНА

Восточный Саян представляет собой складчато-покровное горное сооружение, примыкающее к юго-западному краю Сибирской платформы. Регион расположен в восточной части Алтае-Саянской складчатой области, образующей северный сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Сведения о геологическом строении и металлогении юго-восточной части Восточного Саяна широко освещены в литературе (Гордиенко и др., 2016; Дамдинов, 2019; Федотова, Хаин, 2002; Беличенко и др., 1988; Добрецов и др., 1989; Кузьмичев, 2004; Khaïn et al., 2002; Kuzmichev, 2015; и др.). Регион включает Ильчирскую, Гарганскую, Окинскую и Хамсаринскую структурно-формационные зоны, или террейны, выделяемые в качестве одноименных структурно-металлогенических зон (Дамдинов, 2019). С северо-востока эти крупные структуры отделены зоной глубинных разломов от Сибирской платформы. Вышеперечисленные крупные структурно-тектонические единицы формируют северную часть Тувино-Монгольского микроконтинента, в составе которого выделяется кристаллический фундамент, сложенный архейскими метаморфическими породами, фрагменты которого присутствуют в виде отдельных блоков, ранее называемых глыбами (Гарганская, Бутугольская и др.). Породы фундамента представлены в основном гнейсами, гнейсо-гранитами и гнейсогранодиоритами, в меньшем объеме – мигматитами и амфиболитами. Их возраст оценивается в 2.9 млрд лет (Анисимова и др., 2009). Неопротерозойский чехол состоит из карбонатно-терригенных и вулканогенных отложений, а также комплексов окраины микроконтинента – островодужных вулканитов сархойской серии и отложений Окинской аккреционной призмы (Kuzmichev, 2015). В северо-западной части рассматриваемой территории расположен Хамсаринский террейн, предположительно представляющий собой активную континентальную окраину и, большей частью, находящийся на территории Республики Тыва. В южной части региона расположен Ильчирский террейн, считающийся пассивной окраиной Джидинского палеоокеанического бассейна. Среди интрузивных образований в юго-восточной части Восточного Саяна выделяются протерозойские саянский и сумсунурский гранитоидные интрузивные комплексы. Относительно большим распространением пользуются палеозойские интрузии, относящиеся к хойто-окинскому (габброидный), хужиртай-горхон-

скому (габбро-сиенитовый), таннуольскому (тоналит-гранодиоритовый), урикскому и сархойскому (гранитные), огнитскому и ботогольскому (щелочные) комплексам. Часто встречающиеся малые интрузии (дайки, силы) относятся к окинскому, холбинскому, барунхолбинскому, илейскому субвулканическим комплексам, однако в большинстве случаев сведения об изотопном возрасте даек отсутствуют.

Большинство промышленных золоторудных месторождений расположено в Урик-Китойской золоторудной зоне (Мионов, Жмодик, 1999). Здесь же, в краевой части выступа архейского фундамента (Гарганской “глыбы”), расположено и изученное нами Пионерское золото-кварцевое месторождение.

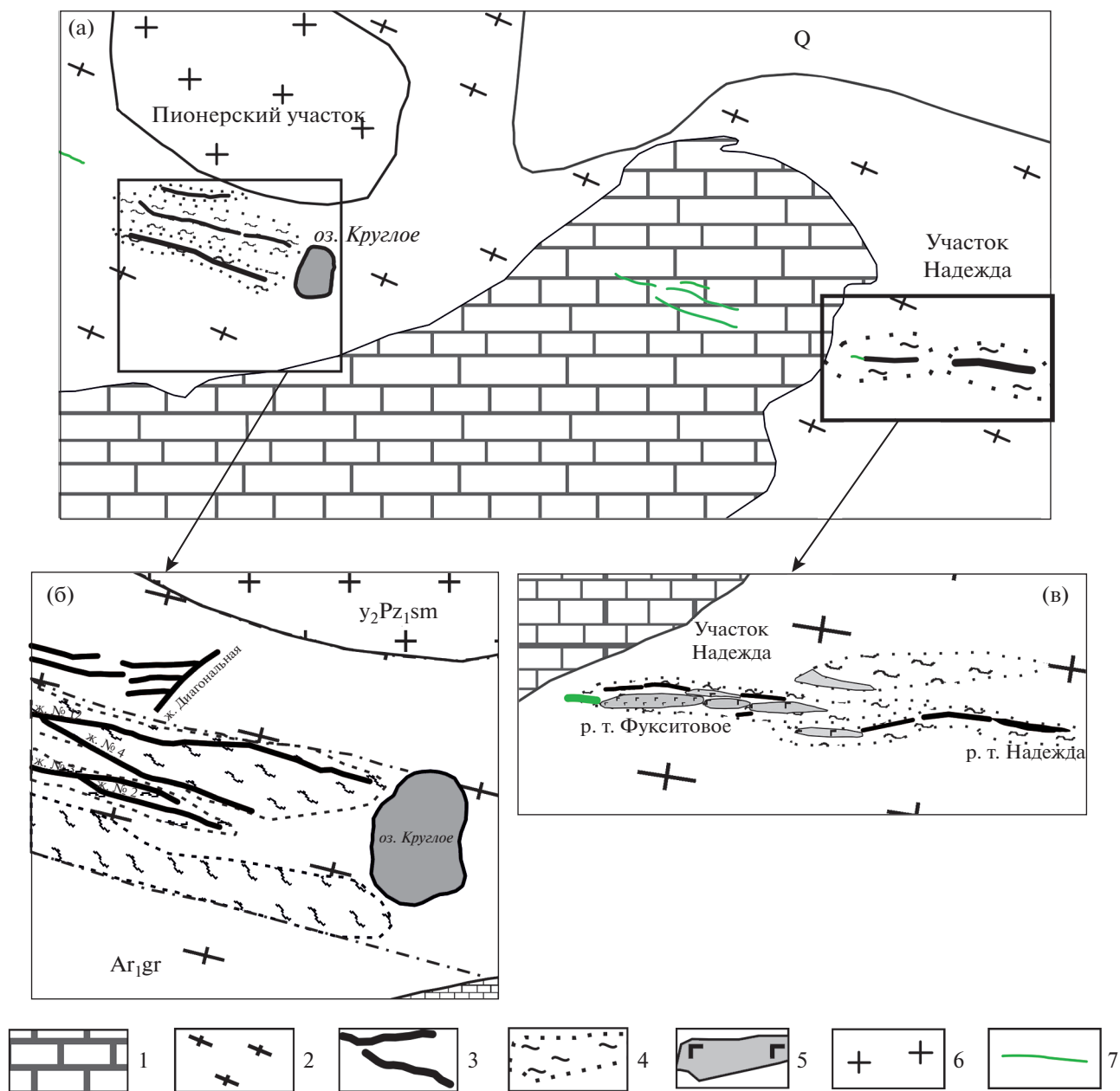
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ПИОНЕРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Пионерское золоторудное месторождение вместе с целым рядом рудопроявлений образует Самартинское рудное поле Урик-Китойской золоторудной зоны, месторождения которой делятся на два типа – малосульфидный, золото-кварцевый, жильный Пионерский тип (по названию Пионерского месторождения) и золото-сульфидно-кварцевый Зун-Холбинский тип, представленный кварц-сульфидными минерализованными зонами (Корольков, 2007; Мионов, Жмодик, 1999; Феофилактов, 1969; и др.).

В Пионерском месторождении выделяются два участка – Пионерский и Надежда, разделенные покровом карбонатных пород (фиг. 1а). В геологическом строении месторождения принимают участие архейские породы фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Гарганский комплекс) и интрузивные образования сумсунурского комплекса, в небольшом количестве присутствуют карбонатные отложения иркутской свиты. Месторождение структурно контролируется зонами расщеливания и березитизации (фиг. 1б).

Архейские плагиогранитогайсы гарганского комплекса слагают западную и юго-восточную части Пионерского месторождения, занимая больше половины его площади. Они представляют собой зеленовато-серые среднезернистые гнейсовидные породы, состоящие из калиевого полевого шпата (60%), плагиоклаза (20%), кварца (10–35%). Акцессорные минералы представлены титанитом, вторичные – хлоритом, мусковитом (серицитом). Кроме гранитогайсов в составе пород фундамента присутствуют амфиболиты и мигматиты, образующие многочисленные прослои среди гранитогайсов.

На участке Надежда среди гранитогайсов присутствуют редкие линзовидные тела листе-



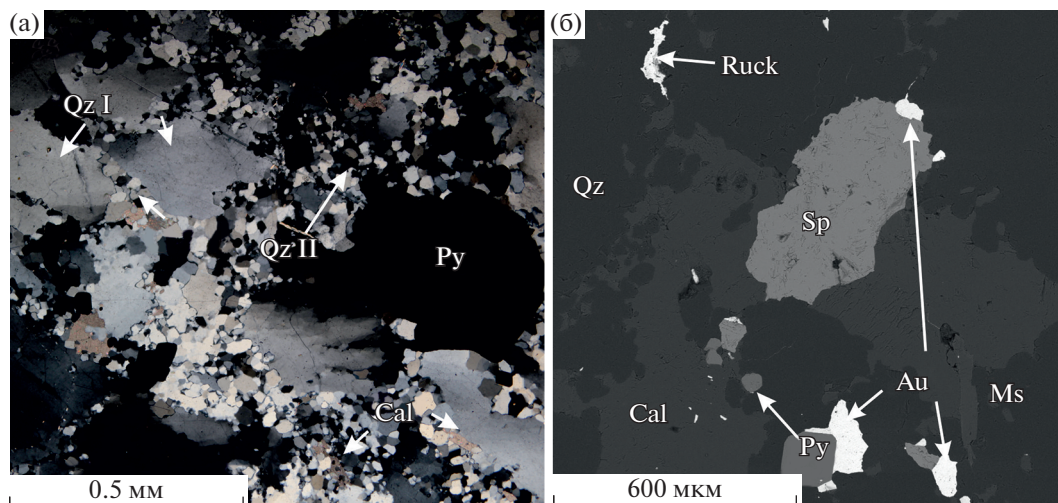
**Фиг. 1.** а – Схематическая геологическая карта участка Надежда и Пионерского месторождения. Составлена по материалам ОАО Бурятзолото, масштаб 1 : 1000; б – геологическая карта Пионерского месторождения; в – геологическая карта уч. Надежда. 1 – терригенно-карбонатные отложения иркутской свиты венд-кембрийского возраста; 2 – плагиогнейсограниты Гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста; 3 – рудные жилы и прожилки; 4 – зоны березитизации; 5 – тела лиственитов; 6 – плагиограниты Сумсунурского комплекса; 7 – дайки основного состава.

нитов, являющихся продуктами преобразования базит-ультрабазитов (фиг. 1в), слагающих тектонические блоки.

На архейских гнейсогранитах с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста. Они слагают западный фланг рудопроявления и представляют собой редуцированный разрез иркутской свиты, со-

стоящий из терригенных и карбонатных пород: известняков, с прослоями кварцитов и песчаников.

Гранитоиды сумсунурского комплекса залегают в северо-восточной части месторождения и представлены в основном тоналитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, между которыми существуют постепенные переходы. Изотопный возраст пород комплекса, согласно U–Pb-датиро-



**Фиг. 2.** Морфология кварца. а – морфология зерен кварца I и II генераций. Кварц II генерации формируется в межзерновых пространствах кварца I генерации. б – характер распределения кальцита, мусковита и рудных минералов в кварце II. Снимок в обратно отраженных электронах. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Cal – кальцит, Ms – мусковит, Ruck – раклиджит.

ванию циркона, оценивается в 830–820 млн лет (Хубанов и др., 2019).

В рудном поле Пионерского месторождения обнаружены также редкие дайки основного состава, отнесенные к барунхолбинскому вулканоплутоническому комплексу, представленные в основном сильно измененными (хлоритизированными, реже лиственитизированными) базитовыми породами. За пределами рудного поля присутствуют дайки аплитов, гранитоидов и лампрофиров. Однако сведения о возрасте дайковых пород отсутствуют.

Рудоконтролирующие тектонические зоны Пионерского месторождения имеют субширотную ориентировку и крутые углы падения ( $65^{\circ}$ – $75^{\circ}$ ). В узлах сочленения зон расланцевания и милонитизации формируются раздувы кварцевых жил до 3 м. Породы в этих зонах подвержены интенсивным динамометаморфическим и метасоматическим преобразованиям. Динамометаморфизованные породы – серо-зеленые сланцеватые милониты, сложенные тонко-мелкочешуйчатым агрегатом кварц-серицит-хлоритового состава и катаклазированных березитами.

Метасоматические образования представлены березитами и лиственитами<sup>1</sup>. Березиты развиваются по гнейсогранитам и представляют собой светло-серые тонкомелкозернистые породы, сложенные кварцем, серицитом и кальцитом. В породах регулярно отмечается вкрапленность мелкокристаллического пирита. Листвениты заме-

щают тела базит-ультрабазитов и присутствуют в виде линзовидных блоков. Породы зеленовато-серого, зеленовато-розовато-серого цвета, среднезернистой структуры, сложены среднекристаллическим (1.5–2 мм) агрегатом доломит-анкеритового состава, кварцем и фукситом.

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирование мусковита из золотоносных жил позволило оценить возраст руд в  $420 \pm 3$  млн лет (Дамдинов и др., 2018). Такое значение опровергает представления об архейском возрасте месторождения, а также существенно отличается от возраста пространственно ассоциирующих гранитоидов сумсунурского комплекса.

Рудные тела Пионерского месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые залегают в зонах дробления, милонитизации и расланцевания. Вмещающие породы в экзоконтактах жил интенсивно расланцованы и березитизированы.

## МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ РУД

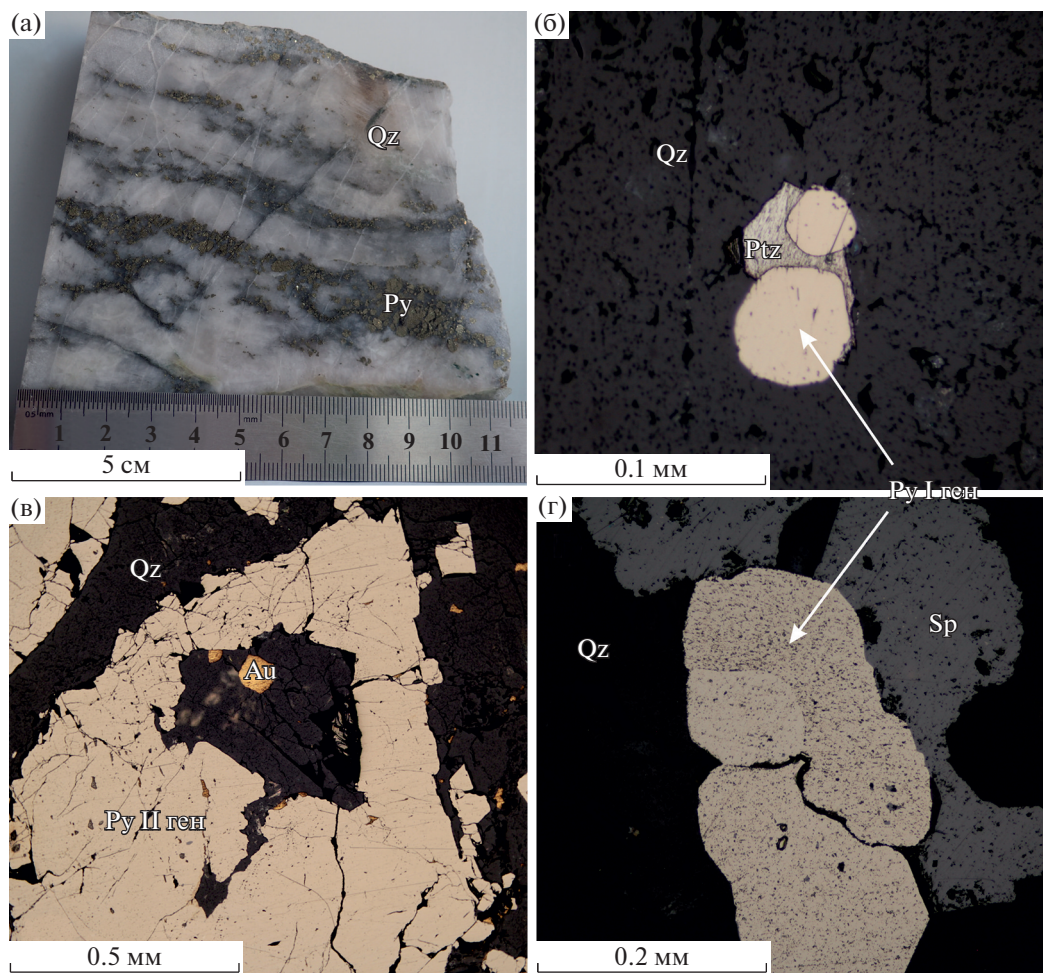
### *Жильные минералы*

*Кварц* в жилах обнаружен в виде двух генераций (фиг. 2а). Первая генерация кварца (кварц I) представлена молочно-белыми, до бело-желтоватого цвета зернами, с жирным блеском и массивной текстурой. Кварц I более идиоморфный, в нем прослеживаются мелкие зерна пирита, мелкие прожилки карбоната и отдельные редкие зерна мусковита.

Серый кварц, отнесенный ко второй генерации (кварц II), замещает участками кварц I. Он образует прожилковидные скопления между зер-

<sup>1</sup> Березиты – кварц-серицит-анкерит-пиритовые, а листвениты – кварц-Fe-Mg-карбонат-фуксит-пиритовые породы (Vikent'va et al., 2017).





**Фиг. 3.** Морфология выделений пирита в рудах Пионерского месторождения. а – прожилковидные скопления пирита в кварцевой жиле; б – округлые выделения пирита I генерации в кварце, которые обрастает петцит; в – трещиноватые зерна пирита II генерации в кварцевой жиле; г – округлые зерна пирита I генерации в ассоциации со сфалеритом в кварце. Никели скрещены. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Ptz – петцит.

нами кварца I, местами корродируя его. Кварц II имеет белый, серый до темно-серого цвет, отличается матовым блеском. К этой генерации кварца приурочена основная масса рудной минерализации. Кроме того, с кварцем II тесно ассоциируют кальцит и мусковит (фиг. 2б).

*Кальцит* встречается во всех рудных телах как в пирит-карбонат-кварцевых прожилках, так и в виде отдельных агрегатов бело-розоватого цвета вокруг кварца I. Вместе с пиритом II, кварцем II, самородным золотом и теллуридами отлагается в благоприятных для этого участках, таких как пустоты и межзерновые пространства кварца I (фиг. 4б).

*Хлорит и мусковит* присутствуют в виде скопления неправильной формы зерен или в виде отдельных кристаллов в кварце. Оба минерала находятся в тесной ассоциации. Обнаружены включения мусковита в самородном золоте.

### Рудные минералы

Среди рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. В кварцевых жилах, залегающих в телах лиственитов, кроме перечисленных, присутствуют минералы Ni-Co – кобальтин, аллоклазит, герсдорфит, пентландит, они идентифицированы на основании результатов ЭДС-РСМА (табл. 1).

### Сульфиды

*Пирит* встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, слагает идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом и пирротинном, в некоторых случаях корродируется халькопиритом (фиг. 3а). Изучение под микроскопом показало,

Таблица 1. Химический состав сульфидов и сульфосолей, мас. %

№ п/п	Минерал	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Pb	As	S	Сумма
1	Кобальтин	5.56	17.67	14.26					43.61	20.4	101.5
2		3.3	28.07	7.17					38.71	22.01	99.25
3			33.32	3.62					38.89	23.26	99.09
4		5.83	26.41	6.28					41.01	21.71	101.25
5		3.44	27.62	6.86					39.02	23.7	100.64
<b>Среднее</b>		<b>4.53</b>	<b>26.62</b>	<b>7.64</b>					<b>40.25</b>	<b>22.22</b>	<b>100.35</b>
1	Герсдорфит	6.46	11.85	18.9					43.86	20.33	101.27
2		4.69	11.78	21.62					43.39	19.24	100.57
<b>Среднее</b>		<b>5.58</b>	<b>11.82</b>	<b>20.26</b>					<b>43.63</b>	<b>19.79</b>	<b>100.92</b>
1	Пентландит	1.55	0.46	65.29						33.47	100.77
2		1.79	0.54	66.55						34.05	102.93
<b>Среднее</b>		<b>1.67</b>	<b>0.5</b>	<b>65.92</b>						<b>33.76</b>	<b>101.85</b>
1	Аллоклазит	7.2	29.87	2.6					37.59	24.96	102.22
1	Халькопирит	30.98			35.03					34.44	100.45
2		30.88	0.52		35.26					34.87	101.85
3		31.64			34.91					35.23	101.77
<b>Среднее</b>		<b>31.17</b>	<b>0.17</b>		<b>35.07</b>					<b>34.85</b>	<b>101.36</b>
1	Галенит							86.56		11.78	98.34
2								88.41		12.29	100.7
3								87.3		9.97	97.27
<b>Среднее</b>								<b>87.42</b>		<b>11.35</b>	<b>98.77</b>
1	Пирит	46.38								52.87	99.25
2		46.67								52.94	99.61
3		47.81								52.96	100.76
<b>Среднее</b>		<b>46.95</b>								<b>52.92</b>	<b>99.87</b>
1	Пирротин	61.14								39.21	100.35
2		62.01								39.03	101.04
3		61.09								38.93	100.02
<b>Среднее</b>		<b>61.41</b>								<b>39.06</b>	<b>100.47</b>
1	Сфалерит	6.57				58.35	2.01			32.48	99.4
2		6.59				57.16	1.46			32.01	97.22
3		6.39				58.66	2.38			32.47	99.91
<b>Среднее</b>		<b>6.52</b>				<b>58.06</b>	<b>1.95</b>			<b>32.32</b>	<b>98.84</b>
1	Тетраэдрит–(Cd)				37.08		12.88		14.64	26.03	96.37

что пирит присутствует в двух генерациях (фиг. 3б, в, г).

Пирит первой генерации (пирит I) имеет вид относительно мелких, нетрещиноватых зерен и имеет форму пентагон-додекаэдров, с округленными краями. Местами он корродируется халькопиритом. Видимых включений теллуридов и самородного золота в этом пирите не наблюдается. Пирит I ассоциирует с кварцем I и формирует-

ся раньше кварца II. Он встречается гораздо реже, чем пирит второй генерации (фиг. 3б, г).

Пирит второй генерации (пирит II) присутствует в виде интенсивно трещиноватых, гипидиоморфных или идиоморфных крупных зерен, тесно ассоциирует с кварцем, сфалеритом, реже с халькопиритом (фиг. 3в; 4а). В пустотах и трещинах пирита II отлагаются теллуриды, самородное золото, реже – округлый халькопирит. Вероятно,

пирит этой генерации образовывался одновременно с кварцем II (фиг. 3б).

*Халькопирит* в рудах и вмещающих породах присутствует нечасто, в виде отдельных зерен, реже скоплений зерен. Тесно ассоциирует со сфалеритом, в котором халькопирит находится также в виде эмульсионной вкрапленности (фиг. 4а).

*Сфалерит* встречается нечасто, в основном в ассоциации с халькопиритом. Он присутствует в виде скоплений зерен неправильной формы, в основном с пиритом II, но иногда в виде округлых включений в пустотах пирита II. Со сфалеритом ассоциирует низкопробное самородное золото, оно образуется в пустотах сфалерита и на его краях (фиг. 2б; 5б).

*Галенит* встречен в виде единичных зерен в пирите II, предположительно образовался одновременно со сфалеритом и халькопиритом. По краям зерен галенита встречаются зерна теллуридов.

Тетраэдрит-(Cd)<sup>2</sup> встречен в виде единичных зерен в ассоциации халькопирита, сфалерита и пирротина. Содержание Cd в нем достигает ~13 мас. %, тогда как типичные двухвалентные металлы Fe и Zn в этом минерале не были обнаружены (табл. 1).

*Сульфиды никеля и блеклая руда* встречены в единичных случаях при исследовании под электронным микроскопом.

### Теллуриды

Особенностью руд Пионерского месторождения является широкое распространение минералов из группы теллуридов. Первое описание теллуридов приведено в работе (Громова, 1960). Однако минералы, описанные в цитируемой работе, диагностировались только оптическими и микрорхимическими методами, в результате чего все минералы были достоверно идентифицированы. В то же время при разведке месторождения было сделано важное наблюдение, что с глубиной содержание теллуридов в рудах снижается.

Нами были проведены оптические исследования и энергодисперсионный рентгеноспектральный микроанализ (ЭДС-РСМА) минералов, позволившие выявить большое разнообразие теллуридов Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni, среди которых диагностированы следующие: алтаит, петцит, гессит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, вольтинскит, цумоит и тетрадимит (табл. 2).

Теллуриды образуются по трещинкам, в пустотах и по краям зерен пирита, а также в виде мелких выделений изометричной формы в квар-

це и кальците, часто в ассоциации с самородным золотом. Условно теллуриды можно разделить на три последовательные ассоциации: 1) теллуровисмутит-мелонитовая, 2) калаверит-петцитовая, включает петцит, калаверит, гессит, колорадоит, раклиджит, вольтинскит, тетрадимит, пильзенит, цумоит, 3) алтаитовая. Промышленной ценности теллуриды на месторождении не представляют из-за их малой распространенности.

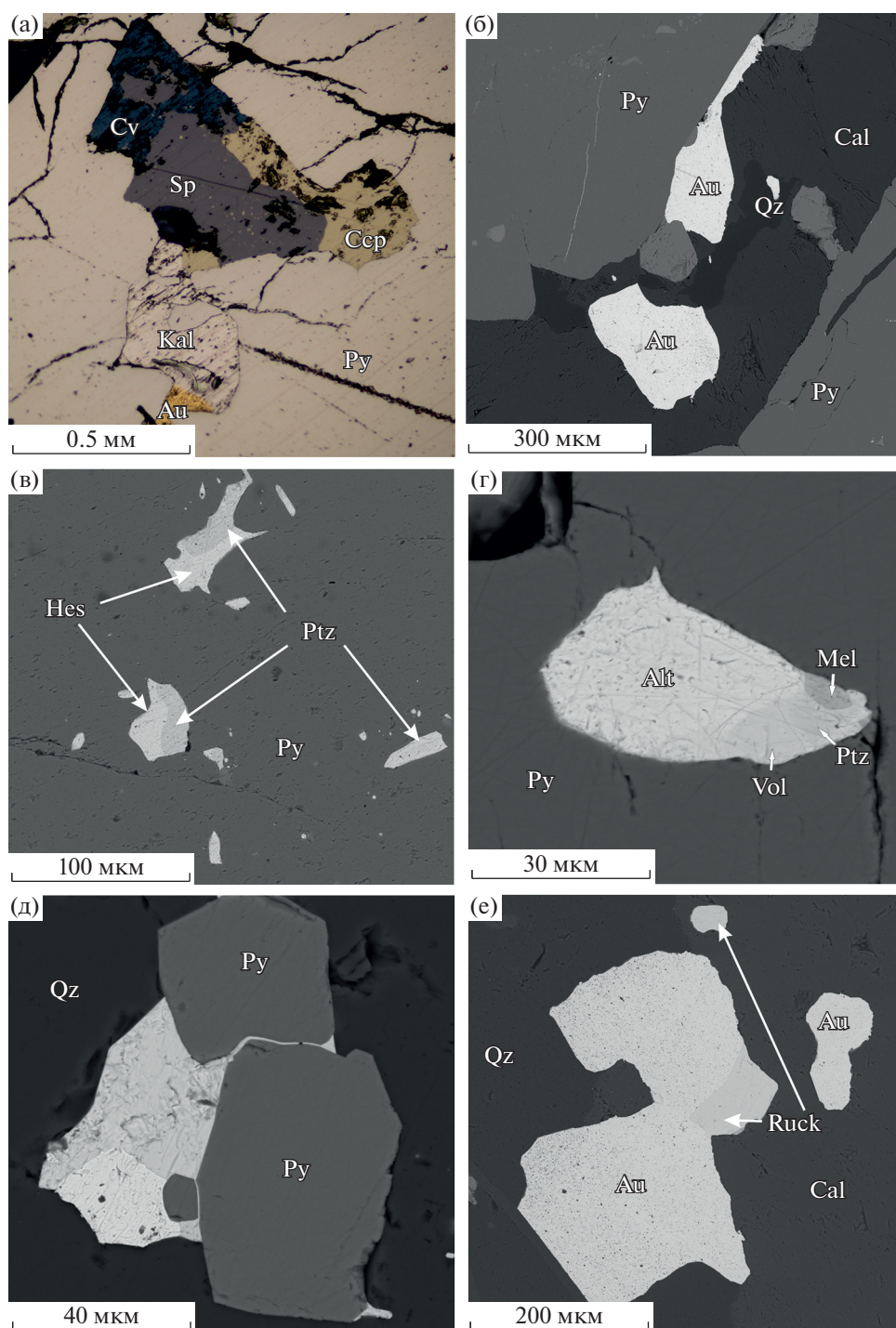
*Петцит* – самый распространенный минерал среди теллуридов. Он представлен зернами угловатой формы, реже округлой, которые присутствуют в виде отдельных сростаний в кварце II, а также выполняют трещинки и интерстиции в агрегатах пирита II. Петцит пространственно приурочен к выделениям самородного золота и пирита, которые он обрастает по краям. Петцит образует сростания с гесситом, мелонитом, калаверитом и вольтинскитом, что предполагает их совместное образование (фиг. 4в, г). Алтаит, который обрастает округлые зерна петцита по краям, отлагался позже. Кроме того, в петците присутствуют включения колорадоита. Результаты ЭДС-РСМА зерен петцита (табл. 2) хорошо соответствуют теоретическому составу минерала – 41.71% Ag, 25.42% Au, 32.87% Te. Средний состав петцита из 5 анализов пересчитывается на формулу  $Ag_{3.016}Au_{0.988}Te_{1.997}$ , близкую к стехиометрической  $Ag_3AuTe_2$ .

*Алтаит* – второй по распространенности на месторождении минерал. Он представлен относительно крупными зернами округлой, реже неправильной формы в интерстициях и в трещинках в пирите II, обрастает его совместно с другими минералами, но встречается и в кварце, кроме того, внутри алтаита диагностировано реликтовое зерно мусковита. Алтаит часто обрастает по краям более ранние минералы – пирит, сфалерит, петцит и самородное золото (фиг. 4г; 5д). Следовательно, алтаит является одним из наиболее поздних теллуридных минералов. В одном из зерен алтаита обнаружена примесь серебра – 1.6 мас. % (табл. 2).

*Калаверит* также широко распространен на месторождении и в небольших количествах встречается во всех изученных жилах. Наиболее часто он ассоциирует с самородным золотом, обрастая его округлые зерна по краям. В некоторых случаях присутствует в сростании с петцитом. Предположительно калаверит образовался позже самородного золота, мелонита и теллуровисмутита, одновременно с петцитом и вольтинскитом. (фиг. 4а, д; 5е). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) показывают, что некоторые зерна содержат несколько меньше Au относительно стехиометрического значения (43.59 мас. % Au), а одно из зерен, наоборот, обогащено Au (до 45.25 мас. %).

*Мелонит* встречается нечасто, но на отдельных участках отмечается повышенное его содержа-

<sup>2</sup> Не утвержден официально IMA-CNMNC (Biagioni et al., 2020).



**Фиг. 4.** Взаимоотношения теллуридных минералов в рудах Пионерского месторождения. Общий вид сростаний рудных минералов в рудном и электронном микроскопах. а – зерно сфалерита в пирите, частично замещенное ковеллином, которое обрастает халькопирит; б – кальцитовый прожилок с зернами золота и реликтами кварца; в – зерна петцита в ассоциации с гесситом в пирите; г – полифазное включение теллуридов: мелонит-петцит-волынскит-алтаит; д – зерно калаверита обрастает золото, и пирит по краям; е – зерна золота на контакте кварца и кальцита. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Ptz – петцит, Kal – калаверит, Hes – гессит, Alt – алтаит, Cal – кальцит, Csp – халькопирит, Cv – ковеллин, Mel – мелонит, Vol – волынскит, Ruck – раклиджит.

**Таблица 2.** Результаты энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа теллуридных минералов Пионерского месторождения, мас. %

№	Минерал	Ni	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	S	Сумма
1	Алтаит			1.60		61.59		38.66		100.25
2						62.32		38.51		100.83
3						61.63		38.33		99.96
4						61.21		39.60		100.81
5						61.32		38.59		99.91
<b>Среднее</b>				<b>0.32</b>		<b>61.61</b>		<b>38.74</b>		<b>100.35</b>
1	Петцит		25.09	41.70				32.58		99.37
2			25.24	42.29				32.77		100.30
3			25.38	42.15				32.81		100.34
4			24.67	41.42				32.23		98.32
5			25.46	42.29				32.50		100.25
<b>Среднее</b>			<b>25.17</b>	<b>41.97</b>				<b>32.58</b>		<b>99.72</b>
1	Гессит			60.74				38.69		99.43
2				61.90				36.80		98.71
3				62.34				36.79		99.13
4				62.72				37.08		99.80
5				63.27				37.45		100.72
<b>Среднее</b>				<b>62.19</b>				<b>37.36</b>		<b>99.56</b>
1	Калаверит		43.07					56.88		99.95
2			43.06					56.99		100.05
3			43.28					57.40		100.68
4			42.38					56.77		99.15
5			45.25					55.57		100.82
<b>Среднее</b>			<b>43.41</b>					<b>56.72</b>		<b>100.13</b>
1	Мелонит	19.46						79.43		98.89
2		19.45						79.57		99.02
3		19.08						80.72		99.80
4		18.74						81.38		100.12
5		19.39						79.95		99.34
<b>Среднее</b>		<b>19.22</b>						<b>80.21</b>		<b>99.43</b>
1	Теллуrowисмутит						50.47	49.42		99.89
2							51.42	48.86		100.28
3							52.41	47.10		99.51
4							52.28	47.27		99.55
5							50.15	49.42		99.57
<b>Среднее</b>							<b>51.35</b>	<b>48.41</b>		<b>99.76</b>
1	Цумоит						62.10	37.69		99.79
2							62.26	37.35		99.61
<b>Среднее</b>							<b>62.26</b>	<b>37.35</b>		<b>99.70</b>
1	Колорадоит				61.75			39.74		101.48
2					62.71			49.83		102.54
3					58.44			39.96		98.40
4					60.62			38.71		99.33
5					60.16			38.82		98.98
<b>Среднее</b>				<b>60.74</b>				<b>41.41</b>		<b>100.15</b>

Таблица 2. Окончание

№	Минерал	Ni	Au	Ag	Hg	Pb	Bi	Te	S	Сумма
1	Раклиджит					13.21	41.33	45.06		99.60
2						17.94	36.25	44.95		99.14
3						16.82	40.09	43.29		100.20
4						16.77	37.85	44.19		98.81
5						16.47	37.64	44.92		99.03
<b>Среднее</b>						<b>16.19</b>	<b>38.88</b>	<b>44.37</b>		<b>99.44</b>
1	Волынскит			18.51			35.69	44.85		99.05
2				18.36			32.90	46.37		97.63
3				17.96			35.54	45.38		98.88
4				18.87			36.39	46.66		101.92
<b>Среднее</b>				<b>18.43</b>			<b>35.13</b>	<b>45.82</b>		<b>99.37</b>
1	Пильзенит						69.04	30.14		99.18
1	Тетрадимит						58.70	35.99	4.28	98.97
2							59.05	36.22	4.79	100.06
<b>Среднее</b>							<b>58.88</b>	<b>36.11</b>	<b>4.54</b>	<b>99.52</b>

ние. Он обнаружен в виде округлых или неправильной формы зерен в интерстициях в агрегатах пирита II и кварца II. Мелонит ассоциирует с самородным золотом и теллуrowисмутитом. По отношению к петциту и алтаиту, мелонит более идиоморфен. Мелонит, вероятно вместе с самородным золотом и теллуrowисмутитом, образовался раньше других теллуридов (фиг. 4д). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) минерала вполне удовлетворительно пересчитываются на теоретическую формулу  $NiTe_2$ .

*Гессит* встречается преимущественно в ассоциации с петцитом. На месторождении он менее распространен и представлен зернами неправильной формы, присутствующими в виде включений в пирите II и в кварце II (фиг. 4г). Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) выявили незначительные изменения в содержаниях Ag (60.74–63.27 мас. %) и Te (36.79–38.69 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу  $Ag_{1.981}Te_{1.018}$ , хорошо соответствующую теоретической формуле  $Ag_2Te$ .

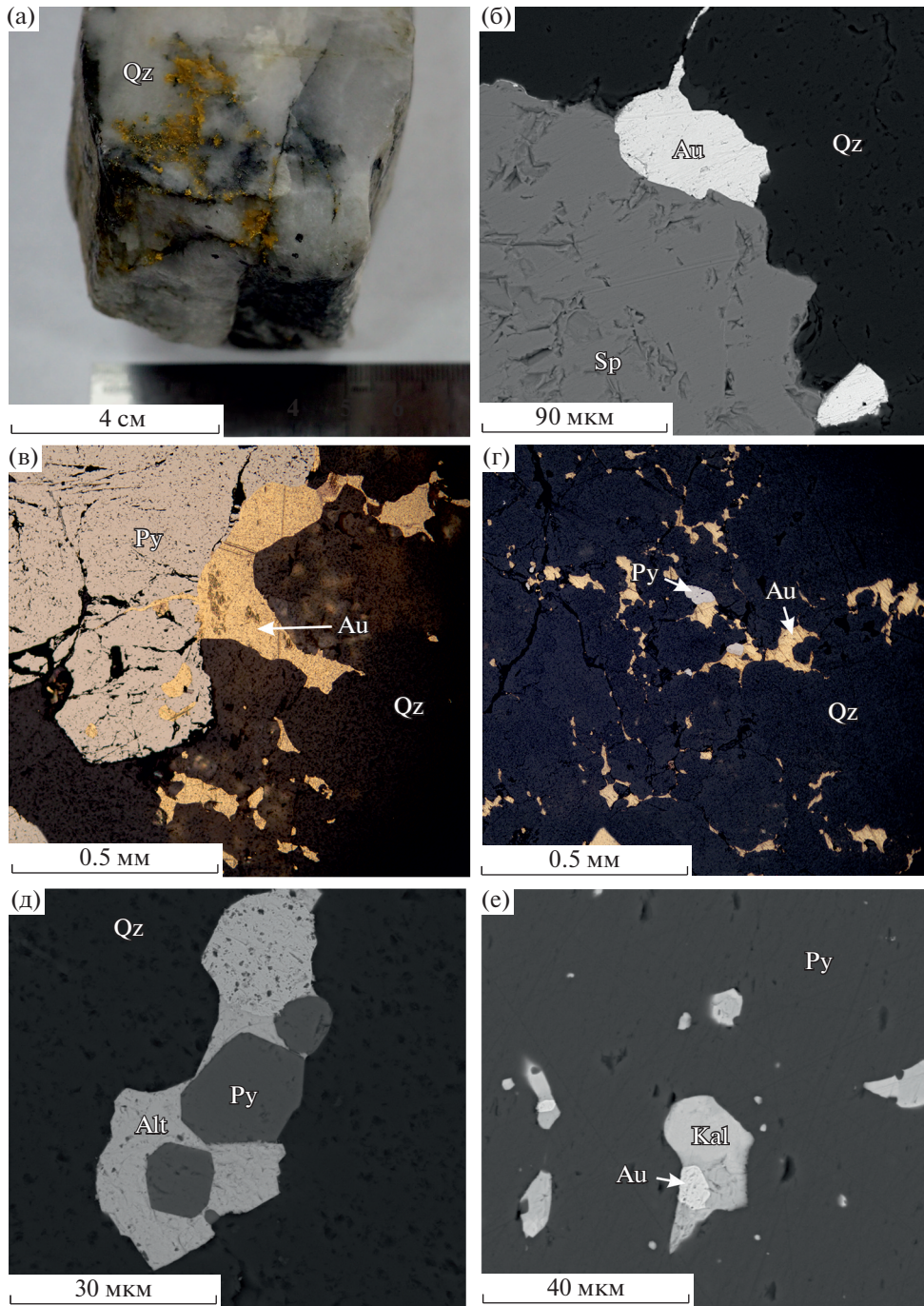
*Теллуrowисмутит* отмечен в небольших количествах во всех исследуемых жилах месторождения. Он представлен зернами неправильной формы, которые выделяются преимущественно по трещинкам в пирите II или в карбонат-кварцевых прожилках. Теллуrowисмутит чаще всего встречается вместе с мелонитом и самородным золотом, причем обрастает выделения золота по краям. Вместе с мелонитом он, по-видимому, образовался раньше остальных теллуридов, но позже самородного золота. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) нескольких зерен теллуrowисмутита выявили незначительные изменения в содержаниях

Bi (50.15–52.41 мас. %) и Te (47.10–49.42 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу  $Bi_{1.977}Te_{3.023}$ , хорошо соответствующую теоретической формуле  $Bi_2Te_3$ .

*Раклиджит* встречен в кальците и пирите, а также в виде единичных округлых включений в самородном золоте (фиг. 4д). Он образовался позже самородного золота, одновременно с петцитом, гесситом, волынскитом, пильзенитом, колорадоитом, калаверитом и цумоитом. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) нескольких зерен раклиджита выявили заметные изменения в содержаниях Pb (13.21–17.94 мас. %), Bi (36.25–41.33 мас. %) и Te (43.29–45.06 мас. %) в минерале. Среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу  $Pb_{0.898}Bi_{2.120}Te_{3.981}$ , хорошо соответствующую теоретической формуле  $(Bi, Pb)_3Te_4$ .

*Колорадоит* обнаружен в виде зерен неправильной формы в пирите. Колорадоит образовался позже самородного золота и ассоциирует с калаверитом, петцитом, гесситом. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) отличаются от зерна к зерну, но среднее значение из 5 анализов пересчитывается на формулу  $Hg_{0.975}Te_{1.035}$ , близкую к теоретической  $HgTe$ .

*Тетрадимит*, *цумоит* и *пильзенит* встречены в виде единичных зерен при электронно-микроскопических исследованиях. Цумоит диагностирован единожды в жиле, залегающей в листовниках. Он представлен округлым зерном в интерстициях в пирите II. Тетрадимит и пильзенит диагностированы в виде отдельных зерен неправильной формы в кварце II. Результаты ЭДС-РСМА (табл. 2) вполне соответствуют теоретическим формулам этих минералов.

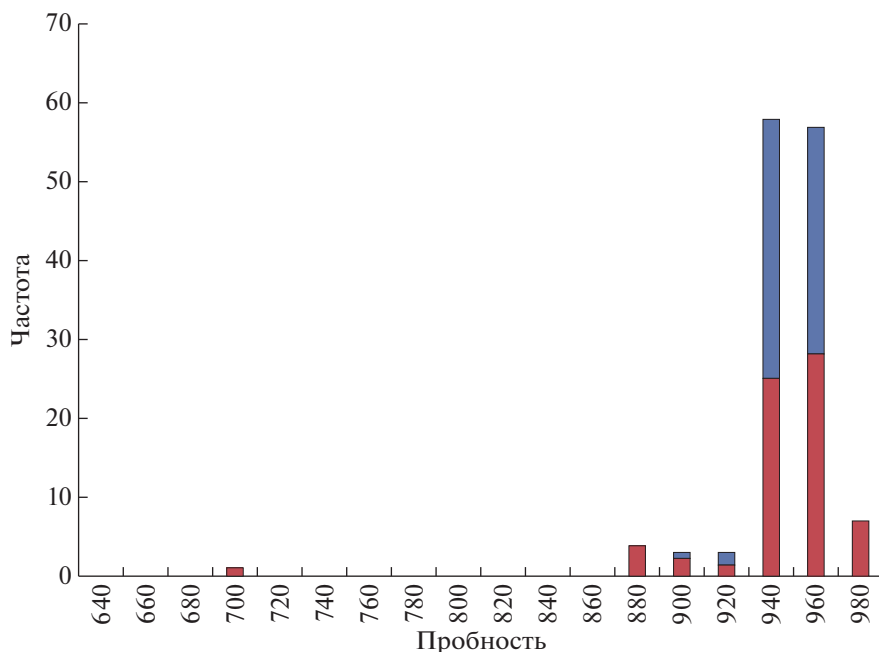


**Фиг. 5.** Морфология выделений самородного золота. Снимки сделаны в рудном и электронном микроскопах. а – макроскопические выделения золота в кварце. Распределение золота неравномерное, приурочено к ослабленным зонам в кварце; б – низкопробное золото, обрастающее сфалерит по краю; в, г – скопления золота в кварце. Золото диагностируется в трещинах, межзерновых пространствах и ослабленных зонах; д, е – более идиоморфные округлые зерна золота в ассоциации с калаверитом и алтаитом. Список сокращений: Py – пирит, Au – золото, Qz – кварц, Sp – сфалерит, Kal – калаверит, Alt – алтаит.

*Самородное золото*

Самородное золото на данном месторождении встречается в виде двух генераций. Формы выделения самородного золота в основном крючковатые, пластинчатые, прожилковидные и округлые.

Самородное золото первой генерации (золото I) присутствует только в виде редких сростаний со сфалеритом или округлых мелких включений в галените (см. фиг. 5б). Самородное золото I низкой пробности (700‰), образовалось одновременно с сульфидными минералами.



Фиг. 6. Гистограмма распределения пробности самородного золота участка Надежда (красный) и Пионерского (синий).

Самородное золото второй генерации (золото II) количественно преобладает. Оно заполняет межзерновые пространства в агрегатах кварца, а также содержится в виде прожилков и неправильных выделений (фиг. 5а–е). В пирите обеих генераций золото II также содержится в виде прожилков, пластинок и округлых каплевидных зерен, но встречается значительно реже (фиг. 5в). Наблюдается отчетливая ассоциация самородного золота с теллуридами, но по их структурным взаимоотношениям видно, что золото II образуется раньше теллуридов (см. фиг. 4а, д, е; фиг. 5д, е). Пробность большинства зерен самородного золота II высокая и изменяется от 816 до 973‰. Максимум определений пробности самородного золота II на гистограмме попадает в интервал 940–970‰ (фиг. 6). Высокопробное самородное золото II ассоциирует с теллуридами. Содержание золота в рудах, по данным химико-спектрального анализа образцов, неравномерно и колеблется от 0.2 до 475 г/т.

### МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ

Наблюдаемые структурные взаимоотношения рудных минералов показывают, что в рудах Пионерского месторождения присутствуют три последовательных рудных минеральных ассоциации: ранняя кварц-пиритовая, полисульфидная и золототеллуридная (фиг. 7).

Вмещающие породы были подвергнуты динамометаморфизму, хлоритизации и мусковитизации, лиственитизации и березитизации. Одно-

временно с этими процессами происходило формирование кварцевых жил и отложение минералов ранней кварц-пиритовой ассоциации. Образовался кварц I, мусковит, хлорит и пирит I.

Далее в имеющиеся трещины, пустоты и межзерновые пространства в агрегатах кварца I начали отлагаться минералы полисульфидной ассоциации: кварц II, пирит II, мусковит, сульфидные минералы (халькопирит, сфалерит, пирротин, единичные зерна тетраэдрита-(Cd)), содержащие небольшие количества низкопробного самородного золота (золото I).

Завершала отложение рудных минералов золото-теллуридная ассоциация, формирующаяся совместно с кальцитом. Причем отложение минералов этой ассоциации происходило в следующем порядке: кальцит → самородное золото → мелонит + теллуровисмутит → петцит + калаверит + вольтскит + раклиджит + колорадоит + цумоит + пильзенит → алтаит.

### ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ

Были изучены флюидные включения (ФВ) из кварца I и карбоната из золотоносных жил Пионерского месторождения. Ввиду малых размеров зерен кварца II и отсутствия пригодных включений, его термобарогеохимические исследования провести не удалось. В связи с широко проявленными пострудными деформациями, руды Пионерского месторождения крайне сложны для термобарогеохимических исследований. Наряду с доминирующими вторичными включениями в

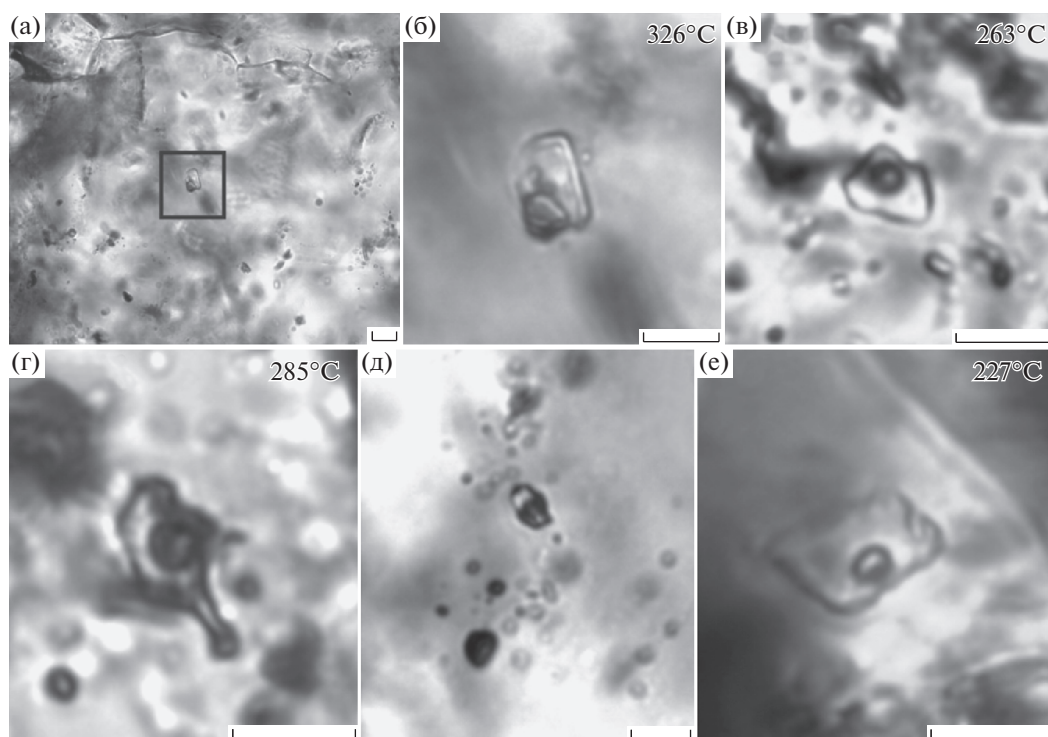


Минерал	Минеральные ассоциации		
	Кварц-пиритовая	Полисульфидная	Золото-теллуридная
Кварц	██████████	██████████	
Кальцит			██████████
Пирит	██████████	██████████	
Мусковит	████████████████████	████████████████████	████████████████████
Хлорит	██████████		
Халькопирит		██████████	
Пирротин		██████████	
Сфалерит		██████████	
Тетраэдрит-(Cd)		██████████	
Тетрадимит			██████████
Золото I		██████████	
Золото II			██████████
Мелонит			██████████
Те-висмутит			██████████
Пильзенит			██████████
Калаверит			██████████
Петцит			██████████
Вольнскит			██████████
Раклиджиит			██████████
Цумоит			██████████
Колорадоит			██████████
Алтаит			██████████

Фиг. 7. Последовательность минералообразования в рудах Пионерского месторождения.

зерна кварца обнаружены очень редкие, как правило, мелкие первичные ФВ размером от первых до 10–12 микрон, единичные ФВ достигают 16–20 мкм. Отбирались включения, расположенные

на удалении от залеченных трещин и шлейфов вторичных ФВ (фиг. 8а, б). В результате было изучено более 20 первичных флюидных включений в зернах кварца и карбоната. В таблице 3 приведе-



**Фиг. 8.** Первичные флюидные включения Пионерского месторождения. а – газопо-жидкое двухфазовое включение на удалении от трещин и шлейфов вторичных ФВ в центре зерна кварца; б – увеличенный снимок ФВ на фото а; в, г – двухфазовые ФВ в зернах кварца; д – группа сингенетических существенно водных и существенно газовых ФВ в кварце; е – ФВ в зерне карбоната. Цифрами показаны температуры гомогенизации. Длина линейки 10 мкм.

ны данные по 13 ФВ, параметры которых удалось определить. Изученные ФВ имеют двухфазовый состав (жидкая фаза > газовый пузырь), не содержат твердых фаз и видимой каймы жидкой  $\text{CO}_2$  (фиг. 8а–г, е). Методом КР-спектроскопии углекислота в газовой фазе включений не обнаружена. Кроме этого, обнаружены несколько участков с очень мелкими ФВ, в которых преобладает жидкая фаза, и ФВ, в которых преобладает газовая фаза, которые располагаются в пределах одной зоны роста минерала-хозяина, что позволяет предположить их сингенетичность (фиг. 8д). Такие сингенетичные ФВ обнаружены как в кварце, так и в карбонатах. Общий интервал температур гомогенизации ФВ в кварце составляет  $\sim 326\text{--}255^\circ\text{C}$ . Флюидные включения из карбонатов имеют более узкий интервал температур гомогенизации ( $225\text{--}227^\circ\text{C}$ ). Температуры плавления льда варьируют от  $-4.5$  до  $-6.5^\circ\text{C}$ , следовательно общая соленость растворов во флюидных включениях в кварце соответствует 7.2–9.9 мас. % экв. NaCl. В ФВ из карбонатов, формирование которых происходит позднее кварца I, соленость оказалась относительно ниже – 3.2–3.4 мас. % (температуры плавления льда –  $-1.9\text{--}-2^\circ\text{C}$ ). Измеренные температуры эвтектики ( $-35\text{--}-38^\circ\text{C}$ ) соответствуют водным растворам хлоридов Mg и Fe, с примесью Na и K. В карбонатах температуры

эвтектики ниже ( $-44\text{--}-48^\circ\text{C}$ ), что может свидетельствовать о примеси хлорида Ca в солевом составе. (см. табл. 3)

Наличие редких участков сингенетичных газовых и жидких ФВ в кварце I и карбонатах свидетельствует об эпизодическом вскипании минералообразующих флюидов. В таком случае измеренные температуры гомогенизации близки к истинным температурам захвата включений, а следовательно, и температурам образования минералов.

Таким образом, температуры образования кварца I составили  $255\text{--}326^\circ\text{C}$ . Расчет температур по хлоритовому геотермометру (Котельников и др., 2012) на основе 5 анализов хлоритов, ассоциирующих с Ni-содержащими минералами, показал значения температур  $258\text{--}277^\circ\text{C}$ , что согласуется с данными термобарогеохимических исследований (табл. 4).

Температура гомогенизации ФВ в карбонатах составила  $225\text{--}227^\circ\text{C}$ . В карбонатах также были выявлены сингенетичные ФВ с преобладанием в них газовой фазы и ФВ, в которых доминирует жидкая фаза. Следовательно, можно полагать, что температура их гомогенизации соответствует истинной температуре захвата включений (температуре образования карбоната). Поскольку

**Таблица 3.** Представительные результаты термобарогеохимических исследований

№ обр.	Минерал	$T_{эвт.}$	$T_{пл. \text{ льда}}$	$T_{гом.}$	Соленость, экв. NaCl
НД-4	Кварц	-37	-5.5	263	8.6
НД-4		-38.6	-6	264	9.2
НД-4		-37	-6.5	285	9.9
НД-4		-38	-5	250	7.9
НД-1		-39	-6.5	326	9.9
НД-1		-37	-6	280	9.2
НД-1		-36	-	277	-
НД-1		-36	-	275	-
НД-4	Карбонат	-44	-1.9	227	3.2
НД-4		-46	-2	225	3.4
П-6	Кварц	-37	-4.9	260	7.7
П-6		-36	-5.5	270	8.6
П-6		-37.7	-4.5	260	7.2

**Таблица 4.** Коэффициенты формул хлоритов ( $O = 14$ ) и температуры, рассчитанные по хлоритовому геотермометру (Котельников и др., 2012)

№ п/п	№ обр.	Fe	Mn	Mg	Al <sup>общ.</sup>	Si	Сумма	Al <sup>IV</sup>	$T, ^\circ\text{C}$
1	zk-43-1-7	4.03	0.04	0.37	2.78	2.70	9.91	1.30	<b>275</b>
2	zk-43-2-8	1.92	0.03	2.75	2.51	2.77	9.98	1.23	<b>262</b>
3	zk-43-2-9	2.13	0.00	2.62	2.59	2.68	10.02	1.32	<b>277</b>
4	zk-43-3-12	2.17	0.00	2.49	2.53	2.77	9.96	1.23	<b>261</b>
5	zk-43-4-4	2.04	0.00	2.47	2.61	2.79	9.91	1.21	<b>258</b>

Примечание. Al<sup>общ.</sup> – общее содержание алюминия; Al<sup>IV</sup> – количество алюминия в тетраэдрической координации.

карбонат непосредственно ассоциирует с золото-теллуридной минерализацией, можно сделать вывод, что теллуриды образовывались при близкой температуре. В дальнейшем, для расчета изотопного состава серы в  $H_2S$  равновесного флюида и фугитивности теллура и серы используется значение – 225°C, как наиболее вероятная температура рудообразования.

#### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ И КИСЛОРОДА

Изотопные составы серы в пирите имеют значения от 0.9 до 4.5‰. Расчет изотопного состава серы в  $H_2S$  равновесного флюида для температуры 225°C, проведенный согласно уравнению, опубликованному в работе (Ohmoto, Rye, 1979), показывает значения от -0.1 до 2.9‰ (табл. 5).

Изотопный состав кислорода в кварце был определен по валовому составу. Значения  $\delta^{18}O$  в рудном кварце попадают в узкий интервал 12.5–13.6‰. Расчет изотопного состава кислорода в

равновесном флюиде, проведенный для температуры 285°C, показал интервал значений  $\delta^{18}O = 5.0–6.1‰$  (см. табл. 5).

#### ОЦЕНКА ФУГИТИВНОСТИ СЕРЫ И ТЕЛЛУРА

Диаграмма в координатах  $\log fTe_2 - \log fS_2$ , полученная с использованием термодинамических данных о сульфидах и теллуридах (Afifi et al., 1988; Sabri, 1965), широко применяется для оценки фугитивности Te и S, на основе анализа условий отложения минеральных ассоциаций (Pals et al., 2003; Shackleton et al., 2003; Cepedal et al., 2006; Plotinskaya et al., 2006). Исходя из анализа этой диаграммы, можно ограничить поле устойчивости наблюдаемой в рудах Пионерского месторождения ассоциацией теллуридов Au–Ag–Pb–Bi (калаверит, самородное золото, алтаит, галенит, теллуировисмутит и гессит) (фиг. 9).

Выявленная последовательность отложения рудных минеральных ассоциаций позволяет на-

**Таблица 5.** Изотопные составы серы в пирите и кислорода в кварце участка Надежда и Пионерский

№ проб	Объект	Минерал	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}$ , ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{фл.}}$ , ‰
Zk-20-2	Участок Надежда	Пирит	0.9	-0.7		
Zk-32			1.0	-0.6		
Нд-3			4.5	2.9		
П-4	Пионерский участок		1.5	-0.1		
П-3			1.5	-0.1		
Пк-10			1.5	-0.1		
Пн-7			2.2	0.4		
Zk-21	Участок Надежда	Кварц			12.7	5.2
Нд-2					12.7	5.2
Нд-3					13.2	5.7
Пи-24	Пионерский участок				12.8	5.3
Пи-27					13.1	5.6
Пи-27-1					13.0	5.5
Пи-29					12.5	5.0
Пи-3					12.7	5.2
Пи-34					13.6	6.1

Примечание.  $\delta^{34}\text{S}_{\text{фл.}}$  – изотопный состав серы в  $\text{H}_2\text{S}$  равновесного флюида рассчитан для температуры 225°C.  $\delta^{18}\text{O}$  равновесного флюида рассчитан для  $T = 285^\circ\text{C}$ .

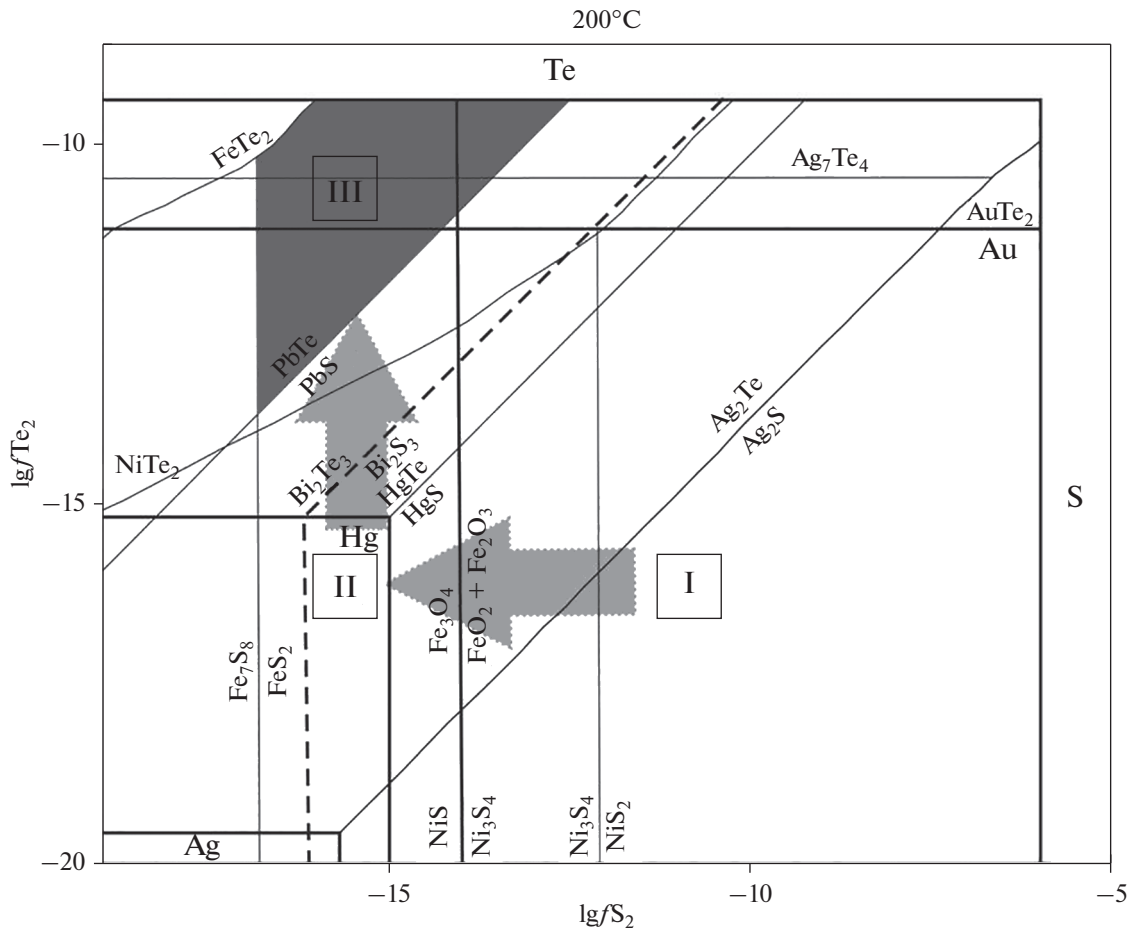
блюдать изменения значений фугитивности серы и теллура в ходе формирования руд. Так, на ранней стадии происходило отложение кварца и пирита без примесей других рудных минералов, что говорит об относительно высокой фугитивности серы. В дальнейшем эта величина снижалась, о чем свидетельствует появление сульфосолей и пирротина в составе кварц-полисульфидной ассоциации. На поздней стадии отложения сульфидов не происходило, но осаждались теллуриды, что говорит о низкой фугитивности серы и повышении фугитивности теллура. Область фугитивности серы на поздней золото-теллуридной стадии ограничена линией равновесия пирит-пирротин, что соответствует значению  $f\text{S}_2 = -17$ . Тогда как фугитивность теллура ограничивается линиями равновесия галенит–алтаит, самородный теллур–гессит, алтаит. Значения  $f\text{Te}_2$  попадают в интервал  $-9.5...-13.8$  логарифмических единиц.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Характерной чертой месторождения Пионерское, отличающей его от окружающих месторождений-аналогов, является широкое развитие минералов теллуридной ассоциации. Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами плутоногенно-гидротермальных, эпитеpmальных и порфириновых месторождений, формирующихся преимущественно

на конвергентных границах плит – активных континентальных окраинах островодужного и андийского типов (Hart, 2007; Hart et al., 2000; Lang, Baker, 2001; Lang et al., 2000; Thompson et al., 1999). Происхождение месторождений указанных типов генетически связывается с надсубдукционными магматическими расплавами. В орогенных месторождениях золота теллуриды также присутствуют (Kelley et al., 1998, Shackleton et al., 2003, Bi et al., 2011, Vielreicher et al., 2016; Wang et al., 2020 и др.). Считается, что появление теллуридов в рудах орогенных месторождений свидетельствует о магматогенном происхождении рудообразующих флюидов (Spence-Jones et al., 2018).

Существуют две основные гипотезы формирования орогенных месторождений золота. Согласно одной из них, источником энергии и вещества являются глубинные синколлизационные расплавы, флюид которых может содержать примесь метаморфогенных вод и компонентов вмещающего субстрата (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996; Горячев и др., 2008; Bi et al., 2011; Wang et al., 2020). Другая гипотеза – модель метаморфической деволатилизации, согласно которой рудообразующий флюид возникает в результате дегазации и дегидратации вмещающих пород при метаморфизме (Phillips, Powell, 2010; Groves et al., 2020). Источником рудообразующих компонентов в таком случае является вмещающий субстрат. В силу высокого коэффициента распределения золота и сопутствующих элементов во



**Фиг. 9.** Диаграмма логарифмов фугитивности Te и S для  $T = 200^{\circ}\text{C}$  (Affifi et al. и др. 1988). Серое поле показывает область  $f\text{Te}_2$  при отложении минералов теллуридной ассоциации Пионерского месторождения. Стрелками показаны тренды изменения фугитивности серы и теллура при отложении минералов разных стадий (стадии показаны римскими цифрами: I – кварц-пиритовая, II – кварц-полисульфидная, III – золото-теллуридная).

флюидную фазу, отделяющийся метаморфогенный флюид обогащается рудными компонентами. Часть компонентов может захватываться из вмещающих пород в ходе миграции флюида.

Следует отметить, что флюид, отлагавший руды Пионерского месторождения, не содержит углекислоту, а является малосоленым водным флюидом. Это отличает его от флюида, из которого образовались большинство типичных орогенных месторождений, залегающих в метаморфизованных толщах и который всегда содержит углекислоту, а нередко метан и азот (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996; Горячев и др., 2008; Phillips, Powell, 2010; Groves et al., 2020). Состав флюида также отличается от того, что образовал золоторудные месторождения, связанные с интрузивным гранитоидным магматизмом (intrapusion-related gold deposits): в отложении минералов важную роль сыграли водноуглекислотные флюиды с повышенной соленостью (Hart, Goldfarb, 2004a; Vikent'eva et al., 2017, 2018). Однако водно-соле-

вые флюиды с низкой до умеренной солености были выявлены во флюидных включениях в минералах поздних стадий некоторых орогенных месторождений (Бортников, 2007; Бортников и др., 1996).

Величины  $\delta^{34}\text{S}$ , равные  $+0.9...+4.5\text{‰}$ , в сульфидах из руд Пионерского месторождения близки к значениям, характерным для магматической ( $\delta^{34}\text{S} = -3$  до  $+5\text{‰}$ ) или мантийной ( $\delta^{34}\text{S} = -3$  до  $+2\text{‰}$ ) серы (Ohmoto, Rye, 1979). Они соответствуют значениям изотопного состава серы других орогенных месторождений золота в обрамлении Гарганской “глыбы” (Мионов, Жмодик, 1999), что свидетельствует о едином источнике серы. Главным источником серы считаются породы офиолитового комплекса, содержащие реликты древних субмаринных сульфидных руд (отложений “черных курильщиков»), развитые в вулканогенно-осадочной части офиолитовой ассоциации и имеющие идентичные значения  $\delta^{34}\text{S}$  ( $\sim -4\text{‰}$ ) (Дамдинов и др., 2019). Фрагменты

офиолитовых пород (лиственитизированных ультрабазитов) присутствуют и в рудном поле Пионерского месторождения (уч. Надежда). В то же время, близкие значения изотопного состава серы характерны и для руд плутоногенно-гидротермальных месторождений (Seal et al., 2006).

Значения изотопного состава кислорода в кварце соответствуют таковому для золото-кварцевых орогенных месторождений с теллуридами (Wang et al., 2020). В то же время, изотопный состав кислорода в рудном кварце Пионерского месторождения близок к составу древних метатерригенных пород, входящих в состав “Гарганской глыбы” — фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента (Овчинникова и др., 2009), которые в данном случае являются рудовмещающим субстратом. Расчет равновесного изотопного состава флюида для температуры 285°C, согласно уравнению (Sharp et al., 2016), показывает значения  $\delta^{18}\text{O}$ , равные +5.0...+6.1‰, которые близки к величинам  $\delta^{18}\text{O}$  +5.0 до +9.5‰, типичным для магматогенного флюида (Hoefs et al., 2009). Незначительное обогащение легким изотопом  $^{16}\text{O}$ , возможно, обусловлено тем, что в близповерхностных условиях эти флюиды смешивались с небольшим количеством метеорных вод, что привело к некоторому “облегчению” изотопного состава кислорода во флюиде (до значений менее 6‰). Это предположение кажется вероятным, так как наряду с общим снижением *PT*-параметров рудообразующей системы происходило снижение общей солёности флюида от 8–10 (в кварце I) до 3–4 мас. % экв. NaCl (в позднем карбонате) и температур минералообразования (от 285 до 225°C).

Влияние вмещающих пород на состав оруденения отмечается в минералого-геохимических характеристиках руд. Так, в кварцевых жилах из лиственитов появляются Ni- и Co-содержащие минералы, характерные для ультрабазитов — герсдорфит, пентландит, кобальтин, аллоклазит, тогда как в жилах, залегающих в гранитогнейсах, присутствуют молибденит и минералы висмута, то есть минералы, характерные для плутоногенных месторождений. Наличие сосуществующих теллуридов Bi и Ni может свидетельствовать о том, что рудообразующий флюид взаимодействовал как с породами гранитоидного состава (гранитогнейсы), так и с базит-ультрабазитами. Такие породы на месторождении известны — это вмещающие гранитогнейсы и блоки лиственитизированных ультрабазитов. Как показано предшественниками, рудовмещающие архейские гранитогнейсы и амфиболиты Гарганской “глыбы”, а также породы офиолитового комплекса Восточного Саяна, относительно обогащены золотом (Гребенщикова, Шмотов, 1997; Жмодик и др., 2008). К сожалению, данные о концентрациях

теллура в этих породах отсутствуют. Нами в единичных пробах гранитогнейсов из рудного поля Пионерского месторождения определены содержания до 2 г/т теллура. Известно, что теллур — редкий элемент, кларк которого в верхней коре составляет 0.27 мг/т (Hu, Gao, 2008). Однако содержания теллура относительно высоки в базитовых породах, особенно в базальтах OIB, где они достигают 29 мг/т (Yi et al., 2000).

Таким образом, минералого-геохимические и изотопные данные свидетельствуют в пользу магматогенной природы рудообразующих флюидов, сформировавших Пионерское месторождение. Их происхождение, возможно, связано с наличием глубинного магматического очага в период формирования месторождения. Косвенным признаком существования такого очага является присутствие редких даек базитов, залегающих вблизи рудных зон. Возраст этих даек неизвестен, однако их залегание субсогласно с простиранием золотоносных жильных зон (см. фиг. 1). Взаимодействие первичного магматогенного флюида с вмещающими породами, содержащими повышенные концентрации золота и, возможно, теллура, привело к дополнительному обогащению руд этими элементами и формированию небольшого по запасам, но богатого по содержаниям золота месторождения с широким спектром минералов теллуридной ассоциации.

Магматогенная природа рудообразующих флюидов обусловила обогащение руд теллуридами по сравнению с месторождениями-аналогами, залегающими в идентичной геологической обстановке — Владимирским и Барун-Холбинским, где теллуридные минералы в рудах практически отсутствуют, либо встречаются в виде мелких единичных микровключений (Гордиенко и др., 2016).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Характерной особенностью руд Пионерского золото-кварцевого месторождения является большое разнообразие теллуридов, среди которых диагностированы: алтаит, петцит, калаверит, мелонит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, вольтскит, цумоит. В рудах установлены три разновременные минеральные ассоциации, соответствующие разным стадиям рудообразующего процесса: кварц-пиритовая, кварц-полисульфидная и золототеллуридная. Количество преобладающее в рудах высокопробное самородное золото II с пробностью 940–970‰ ассоциирует с теллуридными минералами, тогда как редко встречающееся низкопробное самородное золото I, (пробность около 700‰) связано с сульфидами кварц-полисульфидной ассоциации.

Формирование месторождения происходило в низкотемпературных условиях. Так, ранняя

кварц-пиритовая ассоциация отлагалась при температуре 285–255°C, золототеллуридная ассоциация – при температуре 227–225°C. Общая сольность флюидов снижалась от 7.7–9.9 мас. % экв. NaCl в раннем кварце I до 3.2–3.4 мас. % экв. NaCl в позднем карбонате. В солевом составе преобладали хлориды Mg, Fe с примесью Ca, Na и K. В ходе формирования минеральных ассоциаций снижалась фугитивность серы, но повышалась фугитивность теллура (от –13.8 до –9.5  $f$ Te).

Минералого-геохимические и изотопные особенности Пионерского золотокварцевого месторождения свидетельствуют в пользу того, что формирование оруденения происходило за счет магматогенных флюидов, где дополнительным источником вещества являлись вмещающие породы – архейские гранитоиды с прослоями амфиболитов и мигматитов, содержащие фрагменты пород офиолитовой ассоциации.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность аналитикам, перечисленным в разделе “Методы исследований”, а также главному геологу ПАО “Бурятзолото” Г.Б. Шуляку. Авторы признательны анонимным рецензентам за критику ранней версии рукописи.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН при финансировании Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект №АААА-А21-121011390003-9), при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант №18-05-00489а.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В.* Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР. 1988. Т. 301. № 2. С. 402–405.
- Бортников Н.С.* Геохимия и происхождение рудообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах в тектонически активных зонах // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 48. № 1. С. 3–28.
- Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Раздолина Н.В.* Генезис золото-кварцевого месторождения Чармитан (Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38. № 3. С. 238–257.
- Бортников Н.С., Гамянин Г.Н., Викентьева О.В., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Бахарев А.Г.* Состав и происхождение флюидов в гидротермальной системе Неждановского золоторудного месторождения (Саха-Якутия Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 2. С. 99–145.
- Гордиенко И.В., Рошкетав П.А., Гороховский Д.В.* Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогенетическое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология руд. месторождений. 2016. Т. 58. № 5. С. 405–429.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Алпатов В.А., Голуб В.В.* Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (Северо-Восток России) // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 50. № 5. С. 414–444.
- Горячев Н.А.* благороднометалльный рудогенез и мантйно-коровое взаимодействие // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 3. С. 323–332.
- Гребенщикова В.И., Шмотов А.П.* Этапы формирования Зун-Холбинского золоторудного месторождения (Восточный Саян) // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 4. С. 756–764.
- Громова Е.И.* Вещественный состав руд одного золоторудного месторождения в восточном Саяне // Матер. по геологии рудных месторождений Западного Забайкалья. Иркутск: Иркутское книжное издательство, 1960. С. 79. 144с.
- Дамдинов Б.Б.* Минеральные типы месторождений золота и закономерности их размещения в юго-восточной части Восточного Саяна // Геология руд. месторождений. 2019. Т. 61. № 2. С. 23–38.
- Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б.* Зун-Оспинское золоторудное месторождение (Восточный Саян): особенности геологического строения, состав руд и генезис // Геология руд. месторождений. 2018. Т. 60. № 3. С. 274–300.
- Дамдинов Б.Б., Жмодик С.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Горячев Н.А.* Новые данные о возрасте золотого оруденения юго-восточной части Восточного Саяна // ДАН. 2018. Т. 479. № 5. С. 532–535.
- Добрецов Н.Л., Жмодик С.М., Карманов Н.С. и др.* Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточного Саяна // ДАН СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 703–707.
- Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С.* Золотоконцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во “Гео”, 2008. 304 с.
- Золото Бурятии. Структурно-металлогенетическое районирование, геологическое строение месторождений, ресурсная оценка. Авт. Рошкетав П.А., Миронов А.Г., Дорошкевич Г.И. и др. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 460 с. Кн. 1.
- Корольков А.Т.* Геодинамические особенности металлогенетических формаций золоторудных районов // Изв. Сиб. отд-ния секции наук о земле Российской академии естественных наук. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2007. Т. 31. № 5. С. 5–17.
- Котельников А.Р., Сук Н.И., Котельникова З.А., Щеклина Т.И., Калинин Г.М.* Минеральные геотермометры для низкотемпературных парагенезисов // Вестник Отделения наук о Земле РАН, 2012. Т. 4.
- Кузьмичев А.Б.* Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебай-

кальский и раннекаледонский этапы. М: Изд-во Пробел-2000, 2004. 192 с.

Миронов А.Г., Жмодик С.М. Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 1. С. 54–69.

Овчинникова Г.В., Крылов Д.П., Козаков И.К., Ковач В.П., Сергеева Н.А. Источники гранитоидов Тувино-монгольского массива и его обрамления по данным изотопного состава свинца, неодима и кислорода // Петрология. 2009. Т. 17. № 6. С. 613–622.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. Москва: Научный мир, 2002. 176 с.

Феофилактов Г.А. Минеральные ассоциации и особенности вещественного состава руд месторождений золота одного из районов Восточного Саяна // Матер. по геологии и полезн. иск. Бур. АССР, 1969. Вып. 12. С. 19–34.

Хубанов В.Б., Долгобородова К.Д., Дамдинов Б.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Пространственно-временные соотношения габброидов и гранитоидов сумсунурского комплекса в пределах Холбинского золоторудного узла (Восточный Саян) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Матер. совещания. Вып. 17. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019. С. 281–282.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. thermochemical data and calculated equilibria // Econ. Geol. 1988. V. 83. P. 377–394.

Bi S.J., Li W., Li Z.K. Gold distribution in As-deficient pyrite and telluride mineralogy of the Yangzhaiyu gold deposit, Xiaqingling district, southern North China craton // Miner. Deposita. 2011. V. 46. № 8. P. 925–941.

Baker T., Lang J.R. Fluid inclusion characteristics of intrusion-related gold mineralization, 627 Tombstone tungsten magmatic belt, Yukon Territory, Canada // Miner. Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.

Biagioni C., George L., Cook N. et al. The tetrahedrite group: nomenclature and classification // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 109–122.

Bodnar R.J., Vityk M.O. Interpretation of microthermometric data for H<sub>2</sub>O–NaCl fluid inclusions // De Vivo B., Frezzotti M.L. (ed.) Fluid inclusions in minerals: methods and application. Pontignosno - Siena, 1994. P. 117–130.

Cabri L.J. Phase relations in the Au–Ag–Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. 1965. V. 60. P. 1569–1606.

Cepedal N.J. Tellurides, selenides and Bi-mineral assemblages from the Río Narcea Gold Belt, Asturias, Spain: Genetic implications in Cu–Au and Au skarns // Mineralogy and Petrology. 2006. V. 87. № 3. P. 277–304.

Goldfarb R.J., Taylor R.D., Collins G.S., Goryachev N.A., Orlandini O.F. Phanerozoic continental growth and gold metallogeny of Asia // Gondwana Research. 2014. V. 25. P. 48–102.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geol. Rev. 2001. V. 18. P. 1–75.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits – a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geol. Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 1–29.

Groves D.I., Santosh M., Deng J., Wang Q., Yang L., Zhang L. A holistic model for the origin of orogenic gold deposits and its implications for exploration // Miner. Deposita. 2020. V. 55. P. 275–292.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Goodfellow W.D. (ed.) Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods. Geol Assoc Canada, Mineral Deposits Division, Spec Publ, 2007. V. 5. P. 95–112.

Hart C.J., Baker T., Burke M. New exploration concepts for country-rock-hosted, intrusion-related gold systems: Tintina gold belt in Yukon // The Tintina Gold Belt: concepts, exploration and discoveries; British Columbia and Yukon Chamber of Mines. Vancouver, BC, Canada, 2000. Volume 2, pp. 145–172.

Hart C.J.R., Goldfarb R.J., Lewis L.L., Mair J.L. The Northern Cordillera Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-Series Granitoids and Intrusion-Related Mineralisation. Resource Geology. 2004. V. 54. № 3. P. 253–280.

Hart, C.J.R., Goldfarb, R.J., Lewis, L.L. and Mair, J.L. 2004a. The Northern Cordillera Mid-Cretaceous Plutonic Province: Ilmenite/Magnetite-Series Granitoids and Intrusion-Related Mineralisation. Resource Geology 54.253–280

Hoefs J. **Stable Isotope Geochemistry** (sixth ed.), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 2009, p. 285.

Hu Z., Gao S. Upper crustal abundances of trace elements: a revision and update // Chem. Geol. 2008. V. 253. P. 205–221.

Kelley K.D., Romberger S.B., Beat, D.W., Pontius J.A., Snee L.W., Stein H.J., Thompson T.B. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au–Te deposits at Cripple Creek, Colorado // Econ. Geol. 1998. V. 93. 981–1012.

Khain E.V., Bibikova E.V., Kroner A. The most ancient ophiolite of the Central Asian fold belt: U–Pb and Pb–Pb zircon ages for the Dunzhugur Complex, Eastern Sayan, Siberia, and geodynamic implications // Earth Planet. Sci. Lett. 2002. V. 199. P. 311–325.

Kouhestani H., Rashidnejad-Omran N., Rastad E., Mohajjel M., Goldfarb R.J., Ghaderi M. Orogenic gold mineralization at the ChahBagh deposit, Muteh gold district, Iran // J. Asian Earth Sci. 2014. V. 91. P. 89–106.

Kuzmichev A.B. Neoproterozoic accretion of the Tuva-Mongolian massif, one of the Precambrian terranes in the Central Asian Orogenic Belt // A. Kröner (ed.). Composition and evolution of Central Asian Orogenic Belt. Stuttgart: Borntraeger Science Publishers, 2015. P. 66–92.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Miner. Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.



- Lang J.R., Baker T., Hart C.J.R., Mortensen J.K.* An exploration model for intrusion-related gold systems. Society of Economic Geologists Newsletter. 2000. 40 (1). P. 6–15.
- Muelle A.G.* Structure, alteration, and geochemistry of the Charlotte quartz vein stockwork, Mt Charlotte gold mine, Kalgoorlie, Australia: time constraints, down-plunge zonation, and fluid source // *Miner. Deposita*. 2015. V. 50. P. 221–244.
- Ohmoto H., Rye R.O.* Isotopes of sulfur and carbon in geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York: John Wiley and Sons, 1979. 434 p.
- Pals D.W., Spry P.G., Chryssoulis S.* Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: implications for gold distribution and deposition // *Econ. Geol.* 2003. V. 98. P. 479–493.
- Phillips G.N., Powell R.* Formation of gold deposits – a metamorphic devolatilization model // *J. of Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. P. 689–718.
- Plotinskaya O.Y., Kovalenker V.A., Seltmann R., Stanley C.J.* Te and Se mineralogy of the Kochbulak and Kairagach high-sulfidation epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien-Shan, Uzbekistan) // *Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 87. № 3–4. P. 187–207.
- Seal R.R.* Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 61. P. 633–677.
- Shackleton J.M., Spry P.G., Bateman R.* Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Western Australia // *Can. Mineral.* 2003. V. 41. P. 1503–1524.
- Sharp Z.D., Gibbons J.A., Maltsev O., Atudorei V., Pack A., Sengupta S., Shock E.L., Knauth L.P.* A calibration of the triple oxygen isotope fractionation in the SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O system and applications to natural samples // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2016. V. 186. P. 105–119.
- Spence-Jones C.P., Jenkin G.R.T., Boyce A.J., Hill N.J., Sangster C.J.S.* Tellurium, magmatic fluids and orogenic gold: an early magmatic fluid pulse at Cononish gold deposit, Scotland // *Ore Geol. Rev.* 2018. V. 102. P. 894–905.
- Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K.* Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // *Miner Deposita*. 1999. V. 34. P. 323–334.
- Vielreicher N.M., Groves D.I., McNaughton N.J.* The giant Kalgoorlie Gold Field revisited // *Geoscience Frontiers*. 2016. V. 7. P. 359–374.
- Wang D., Zhen S., Liu J., Carranza E.J.M., Wang J., Zha Z., Li Y., Bai H.* Mineral paragenesis and hydrothermal evolution of the Dabaiyang tellurium-gold deposit, Hebei Province, China: Constraints from fluid inclusions, H–O–He–Ar isotopes, and physicochemical conditions // *Ore Geol. Rev.* 2020. 130:103904. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103904>
- Vikent'eva O.V., Bortnikov N.S., Vikentyev I.V., Groznova E.O., Lyubimtseva N.G., Murzin V.V.* The Berezovsk giant intrusion-related gold-quartz deposit, Urals, Russia: evidence for multiple magmatic and metamorphic fluid reservoirs // *Ore Geol. Rev.* 2017. V. 91. P. 837–863. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.08.018>
- Vikent'eva O. V., Prokofiev V. Yu., Gamyagin G. N., Goryachev N. A., Bortnikov N. S.* Intrusion-Related Gold-Bismuth Deposits of North-East Russia: PTX Parameters and Sources of Hydrothermal Fluids // *Ore Geol. Rev.* 2018. 102. P. 240–259.
- Yi W., Halliday A.N., Alt J. ., Lee D.C., Rehkamper M., Garcia M.O., Su Y.J.* Cadmium, indium, tin, tellurium, and sulfur in oceanic basalts: implications for chalcophile element fractionation in the Earth // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. P. 18927–18948.

УДК 558:085. 558:086. 553.3.072

## НОВОЕ МЕДНО-БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ В ГАББРО МАССИВА СЕРЕБРЯНСКОГО КАМНЯ, ПЛАТИНОНОСНЫЙ ПОЯС УРАЛА (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

© 2021 г. В. В. Михайлов<sup>a, \*</sup>, С. Ю. Степанов<sup>a, b, \*\*</sup>, А. В. Козлов<sup>c</sup>, С. В. Петров<sup>b</sup>,  
Р. С. Паламарчук<sup>d</sup>, В. В. Шиловских<sup>b</sup>, В. Д. Абрамова<sup>e</sup>, А. В. Корнеев<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого УрО РАН,  
ул. Академика Вонсовского, 15, Екатеринбург, 620016 Россия

<sup>b</sup>Санкт-Петербургский государственный университет, переулок Декабристов, 16, Санкт-Петербург, 199155 Россия

<sup>c</sup>Санкт-Петербургский горный университет, Васильевский остров, 21 линия, д. 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

<sup>d</sup>Южно-Уральский Федеральный научный центр Минералогии и геоэкологии УрО РАН Институт минералогии,  
территория Ильменский заповедник, г. Миасс, Челябинская область, 456317 Россия

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

\*e-mail: mvvsevolodovich@yandex.ru

\*\*e-mail: stepanov-1@yandex.ru

Поступила в редакцию 08.12.2020 г.

После доработки 18.04.2021 г.

Принята к публикации 08.06.2021 г.

В работе приводится подробное геологическое описание габбрового массива Серебрянского Камня и впервые выявленной в его пределах медно-благороднометалльной минерализации. Получены первые данные о распределении и локализации вкрапленной медно-благороднометалльной минерализации в пределах центральной части массива. Установлено, что сульфиды меди (борнит, халькопирит, дигенит и халькозин) приурочены преимущественно к меланократовым такситовым разновидностям амфиболовых габбро. Выявлены повышенные концентрации благородных металлов в обогащенных сульфидами габбро и впервые для северного сегмента Платиноносного пояса Урала в них диагностированы минералы-концентраторы благородных металлов. Среди ассоциации минералов диагностированы интерметаллиды переменного состава (Pd–Pt–Fe–Cu), сульфиды (высоцкит), теллуриды (меренскиит, Pd-содержащий мелонит, когильскит), висмутотеллуриды (майченерит), арсениды, арсенотеллуриды платины и палладия (сперрилит, арсенопалладинит), а также самородное золото. По результатам геохимических исследований были оценены ресурсы меди и благородных металлов в пределах габбрового массива Серебрянский камень, составляющие для меди суммарно 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов с преобладанием золота и палладия 97.1 т. По масштабам проявления и структурно-вещественным особенностям выявленные минерализованные зоны сопоставимы с комплексным Волковским месторождением. Предложена геолого-генетическая модель, которая может найти широкое применение в практике поисковых работ на медь и благородные металлы в габбровых частях интрузивов дунит-клинопироксенит-габбровой формации.

**Ключевые слова:** Серебрянский Камень, золото, палладий, медь, теллуриды, медно-благороднометалльные руды, Платиноносный пояс Урала, Северный Урал

**DOI:** 10.31857/S0016777021060046

### ВВЕДЕНИЕ

Мировой рынок платины находится в состоянии профицита из-за сокращения ее использования в дизельных двигателях. Следствием этого стали устойчиво низкие цены на платину до июля 2020 года. С другой стороны, рынок палладия, наоборот, в течение десяти лет находится в состоянии дефицита. Основной причиной этого являет-

ся активно растущее потребление катализаторов на основе палладия (Государственный..., 2019). Несмотря на огромные запасы платиноидов в месторождениях, связанных с расслоенными интрузиями (Бушвельд, месторождения Норильского района и др.), в настоящее время уделяется особое внимание изучению медно-благороднометалльной минерализации, связанной с мафитами различной формационной принадлежности. За

последние годы в Канадской провинции Британская Колумбия в амфиболовых габбро было обнаружено несколько проявлений медно-благороднометалльной минерализации (Huminicki et al., 2008; Nixon et al., 2018).

В России в Платиноносном поясе Урала в породах основного состава выявлено более 80 рудопроявлений и пунктов минерализации с медносульфидно-титаномагнетитовыми рудами, потенциально имеющими Au–Pt–Pd специализацию. По результатам ранее проведенных исследований (Кашин, 1941; Бобров, 1967ф<sup>1</sup>; Золоев и др., 2001) выделены наиболее перспективные на обнаружение медной минерализации объекты: Павдинский габброидный комплекс, массив Серебрянского камня, Кумбинский дунит-клинопироксенит-габбровый массив.

Массив Серебрянского камня, рассматриваемый в этой работе, является объектом геологического изучения уже более 300 лет, однако даже за столь долгий период многие вопросы, касающиеся промышленной значимости объекта, закономерностей распространения и концентраций рудных элементов в его породах, не были решены. Комплексные поисковые работы на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды (Бобров и др., 1978ф), проведенные на изучаемой территории Североуральской комплексной геологоразведочной партией в период с 1976–1978 гг., позволили выделить перспективный участок с содержанием меди 0.2%, однако работ по изучению благороднометалльной минерализации проведено не было. А.А. Ефимов, активно участвовавший в геологической съемке изучаемой территории в 1952 г., позднее (Ефимов и др., 2002) предполагал проявление значительных содержаний благородных металлов в амфиболовых габбро. Сходство геологического строения Серебрянского камня с Волковским месторождением (Кашин, 1941; Ефимов, Ефимова, 1967), единственным обрабатываемым на Урале месторождением медно-титан-ванадиевых руд, существование небольших медных рудопроявлений (Верхний рудник № 1, Гилевский рудник № 2) и точек минерализации с повышенными содержаниями благородных металлов (Ефимов, 2002; Государственная..., 2010), а также отсутствие единой геолого-генетической модели, применимой для поиска и прогнозирования месторождений медно-благороднометалльного типа, обусловили актуальность исследования этого объекта.

Цель исследования состоит в изучении структурно-вещественных закономерностей проявле-

ния медно-благороднометалльной минерализации в амфиболовых габбро Серебрянского Камня, а также разработка геолого-генетической модели формирования этого типа минерализации. Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи: детализировано геологическое строение габбровой части массива Серебрянский камень; изучены структурно-текстурные особенности амфиболовых габбро; на основе геологических, геохимических, петрографических и минералогических наблюдений уточнены основные разновидности рудовмещающих пород; выявлены закономерности размещения медно-благороднометалльной минерализации в различных типах амфиболовых габбро; описана ассоциация минералов благородных металлов.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ И ОБРАЗЦЫ

На основании оценки результатов ранее проведенных исследований (Ефимов, Ефимова, 1967; Бобров и др., 1978ф; Ефимов, 2002) и с учетом особенностей геологического строения массива Серебрянского камня, для изучения закономерностей распределения меди в амфиболовых габбро на южном склоне хребта был выбран Меднорудный участок, характеризующийся повышенным (более 0.2%) содержанием меди (Бобров и др., 1978ф).

При полевых исследованиях 2018 и 2019 годов в центральной части Серебрянского массива Меднорудный участок был разделен на 2 полигона, где была проведена геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния. Всего было пройдено 36 пог. км маршрутов с отбором сколковых проб по сети 100 × 40 м (962 пробы). Для минералогических исследований дополнительно были отобраны штучные пробы с видимой сульфидной вкрапленностью. Из минерализованных зон, расположенных на гребне главного субширотного хребта и к востоку от гребня меридионального отрога, протягивающегося к югу от главной вершины Серебрянского камня, было отобрано пять задирковых проб весом в среднем по 15 кг. Эти пробы представлены такситовыми меланократовыми амфиболовыми габбро с густой сульфидной вкрапленностью. Сульфидные концентраты, полученные путем дробления задирковых проб и последовательного их гравитационного концентрирования, послужили материалом для изучения благороднометалльной ассоциации.

Состав порообразующих и рудных минералов был определен с помощью рентгеноспектрального микроанализатора с волновыми спектрометрами Camebax SX50 (МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, аналитик Д.А. Ханнин). Анализ состава минералов благородных металлов был проведен при помощи сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N с энергодис-

<sup>1</sup> Отчет о результатах комплексных поисковых работ на медно-титаномагнетитовые и титаномагнетитовые руды в районе Серебрянского камня // Под ред. В.И. Боброва. Уральское территориальное геологическое управление, 1978. Т. I, 111 с.

персионным спектрометром (Санкт-Петербургский государственный университет, аналитик В.В. Шиловских). Для определения содержания благородных металлов проведен анализ пробирно-атомно-эмиссионным методом (ЗАО «РАЦ МИА»): пробирное концентрирование по СТП 1402.151.1-2014 (серебряный королек), атомно-эмиссионное определение по инструкции НСАМ 366-С на атомно-эмиссионном спектрометре ICAP 6300. Содержания химических элементов в пробах были определены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS, центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор ELAN-6100 DRC, аналитики В.А. Шишлов, В.Л. Кудряшов). Оценка содержания изоморфной примеси благородных металлов в сульфидах была проведена при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик В.Д. Абрамова), с использованием квадрупольного масс-спектрометра Thermo X Series 2 с системой лазерного пробоотбора New Wave UP213. Вскрытие зерен производилось профильной абляцией с диаметром луча лазера 40–60 мкм со скоростью 7 мкм/с. В качестве внутреннего стандарта использовался  $S^{33}$ , исходя из стехиометрии борнита, внешний стандарт – образцы сравнения Mass-1 (USGS) и UQAC-FeS1 (Canada Chiocutimi).

Для построения карты изоконцентрат  $Su$  сколковые пробы после прободготовки (дробление и истирание до аналитической крупности) были проанализированы при помощи рентгенофлуоресцентного спектрометра OLIMPUS VANTA на кафедре ГМП И Санкт-Петербургского государственного университета. Часть дубликатов проб для контроля результатов определения содержания меди была проанализирована методом ICP-MS, подтвердившим достоверность данных, полученных при использовании рентгенофлуоресцентного спектрометра. При этом установлена прямая корреляционная связь между выборками, коэффициент детерминации для выборок  $R^2$  демонстрирует высокие значения (фиг. 1). Для содержания меди установлена высокая сходимость результатов, полученных двумя аналитическими методами, расхождение значений при этом не превышает 10%. При использовании рентгенофлуоресцентного анализа содержания титана и ванадия обычно занижены по сравнению с данными, полученными методом ICP-MS. Несмотря на это, коэффициенты корреляции для выборок очень высокие ( $r = 0.99$ ), что позволило применить поправочные коэффициенты для перевода значений содержаний к истинным.

При построении карт распределения  $Su$ ,  $TiO_2$  и  $V_2O_5$  была использована программа Micromine

19 (лицензионная версия программы Санкт-Петербургского горного университета). С учетом выбранной сети опробования  $100 \times 40$  м и анализа геологических данных поисковый эллипс был ориентирован по азимуту простираения полосчатости габброидов для каждой площади проведения работ. Радиус, ориентированный вкrest разведочной сети, составляет 120 м, перпендикулярно ему – 50 м. Поисковый эллипс разделен на 4 сектора; максимально при расчете в секторе учитывалось 5 точек. При построении модели использовался метод обратных квадратов расстояний с точечной интерполяцией.

Для подсчета геохимических ресурсов использовался метод оценки по надфоновым концентрациям и геометрическим параметрам аномальных геохимических полей. Метод является упрощенным вариантом оценки геохимических ресурсов по известным формулам А.П. Соловова (Матвеев, Соловов, 2011) и представляет собой расчеты прогнозных ресурсов в пределах выделенных геохимических полей, при заданном контуре аномалии и глубине:

$$Q = C_{\text{ср. ан}} \times S \times H \times \frac{d}{100},$$

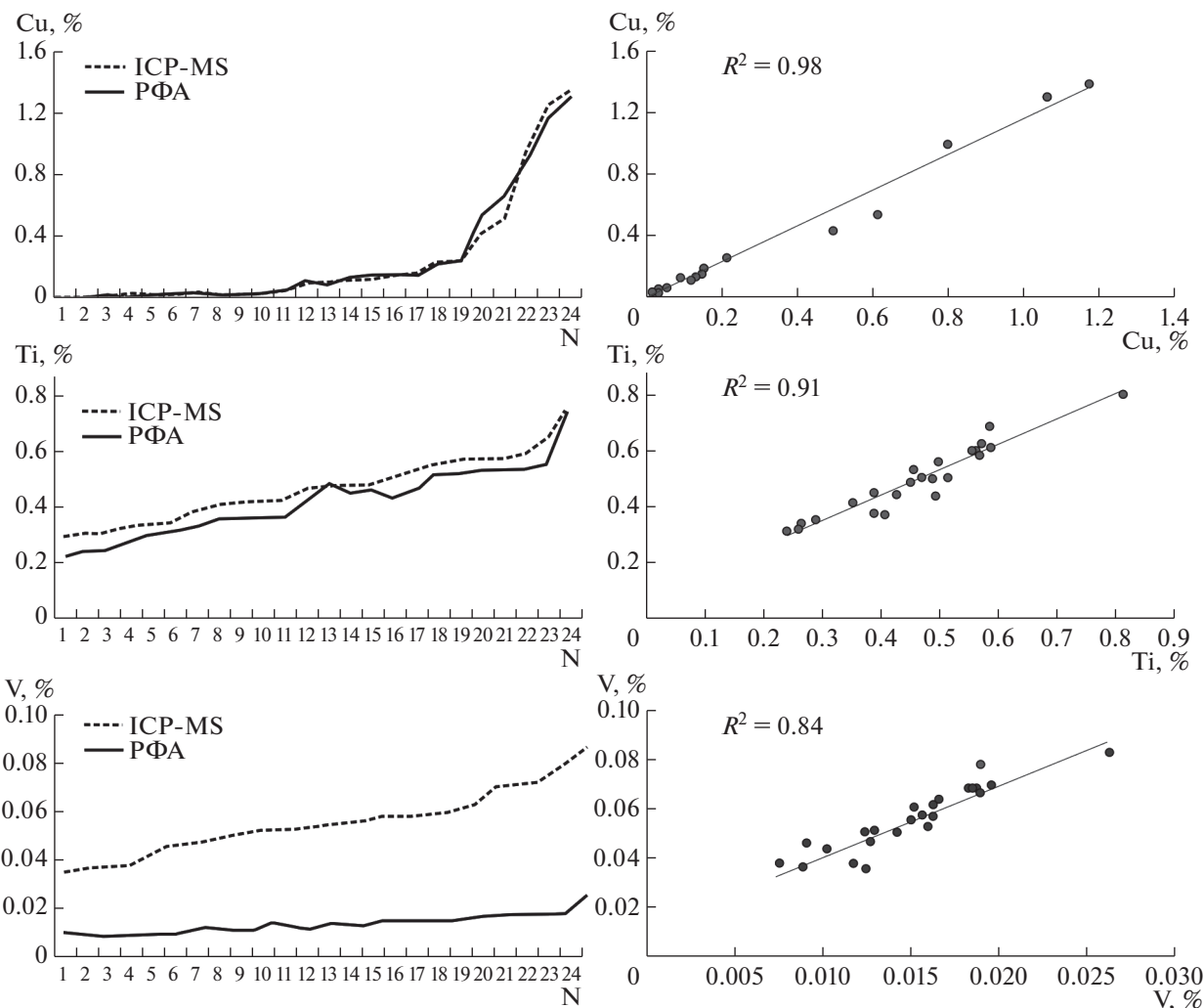
где  $C_{\text{ср. ан}}$  – среднее содержание рудного элемента в контуре аномалии (г/т);  $S$  – площадь аномалии оцениваемого полезного ископаемого ( $m^2$ );  $H$  – глубина распространения рудной минерализации (м);  $d$  – плотность горных пород (для габброидов в среднем составляет 2.9–3.0 т/ $m^3$ ).

Выбор глубины  $H$ , до которой производятся подсчеты, основан на сведениях о глубине распространения рудной минерализации Серебрянского Камня (Бобров и др., 1978ф), где во время комплексных геологоразведочных работ на медь рудные тела прослежены до глубины 100–200 м. При подсчетах геохимических ресурсов для исследуемой территории была выбрана глубина  $H = 100$  м.

При подсчетах контур аномалии  $Su$  был выделен по содержаниям  $>0.1\%$ . Среднее содержание благородных металлов в контуре аномалий (см. табл. 4) рассчитано на основании более 67 анализов, включая 5 крупнообъемных (массой около 15 кг) задириковых проб.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ МАССИВА СЕРЕБРЯНСКИЙ КАМЕНЬ

Серебрянский массив входит в Кытлымский плутон – один из крупнейших в Платиноносном поясе Урала. Его размеры  $30 \times 47$  км при площади 725 кв. км. Кытлымский плутон располагается в 40 км к северо-западу от г. Карпинск, к востоку от Главного Уральского разлома в Тагило-Магнитогорской мегазоне (фиг. 2а). Совместно с Косвинским массивом и вмещающими их метамор-



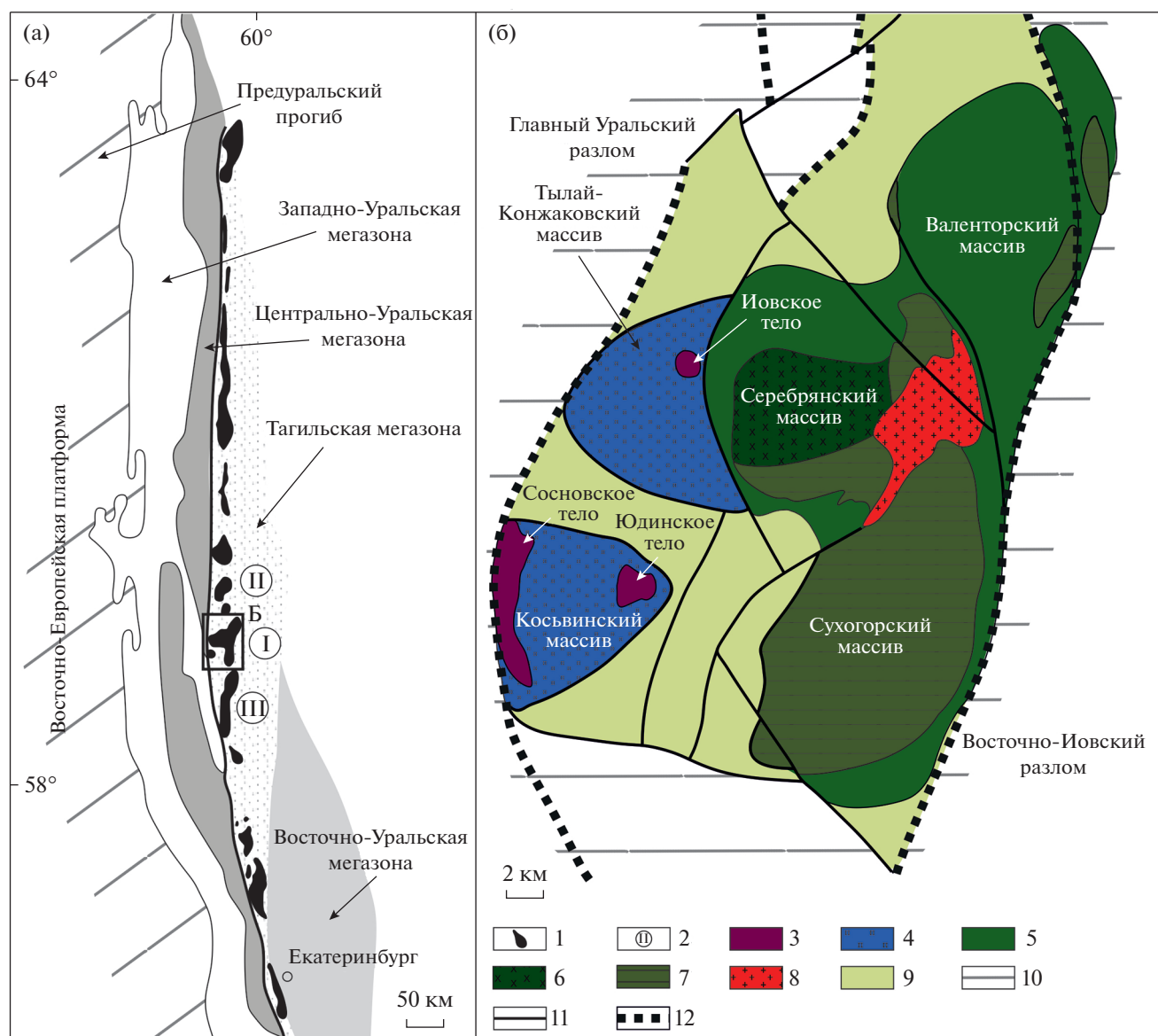
Фиг. 1. Сопоставление результатов РФА и ICP-MS. N – номер анализа.

фическими породами ордовик–раннесилурийского белогорского комплекса (Петров и др., 2010) он входит в состав Конжаковского тектонического блока (фиг. 2б), выделенного в составе Конжаковской структурно-формационной подзоны Хордыюсско-Конжаковской структурно-формационной зоны (Государственная..., 2010).

В Кытлымский плутон входят четыре крупных массива: Валенторский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский и Сухогорский, отличающиеся между собой по составу пород, строению и времени образования (Ефимов, Ефимова, 1967; Веа et al, 2001; Попов, Беляцкий, 2006; Pushkarev et al., 2020) (фиг. 2б). Наиболее ранними являются породы вендского конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса, включающего в себя две фазы: дунитовую и пироксенит-габбровую. Породы этого комплекса слагают ряд массивов: Тылай-Конжаковский – пироксениты и дуниты (Иовское дунитовое тело), Сухогорский,

представленный оливиновыми габбро, и Серебрянский, сложенный клинопироксен-амфиболовыми габбро. Ранним силуром датируются габбро-орниты тагило-кытлымского комплекса, слагающие Валенторский массив, прилегающий с севера к Серебрянскому. Центральная часть Кытлымского плутона прорвана интрузией девонских плагиогранитов, относящихся к лейкогаббро-анортозит-плагиогранитной серии, являющейся продуктом анатексиса амфиболовых габбро дунит-клинопироксенит-габбровой и габбровой серий (Ефимов, Ефимова, 1967; Фершта-тер и др., 1999).

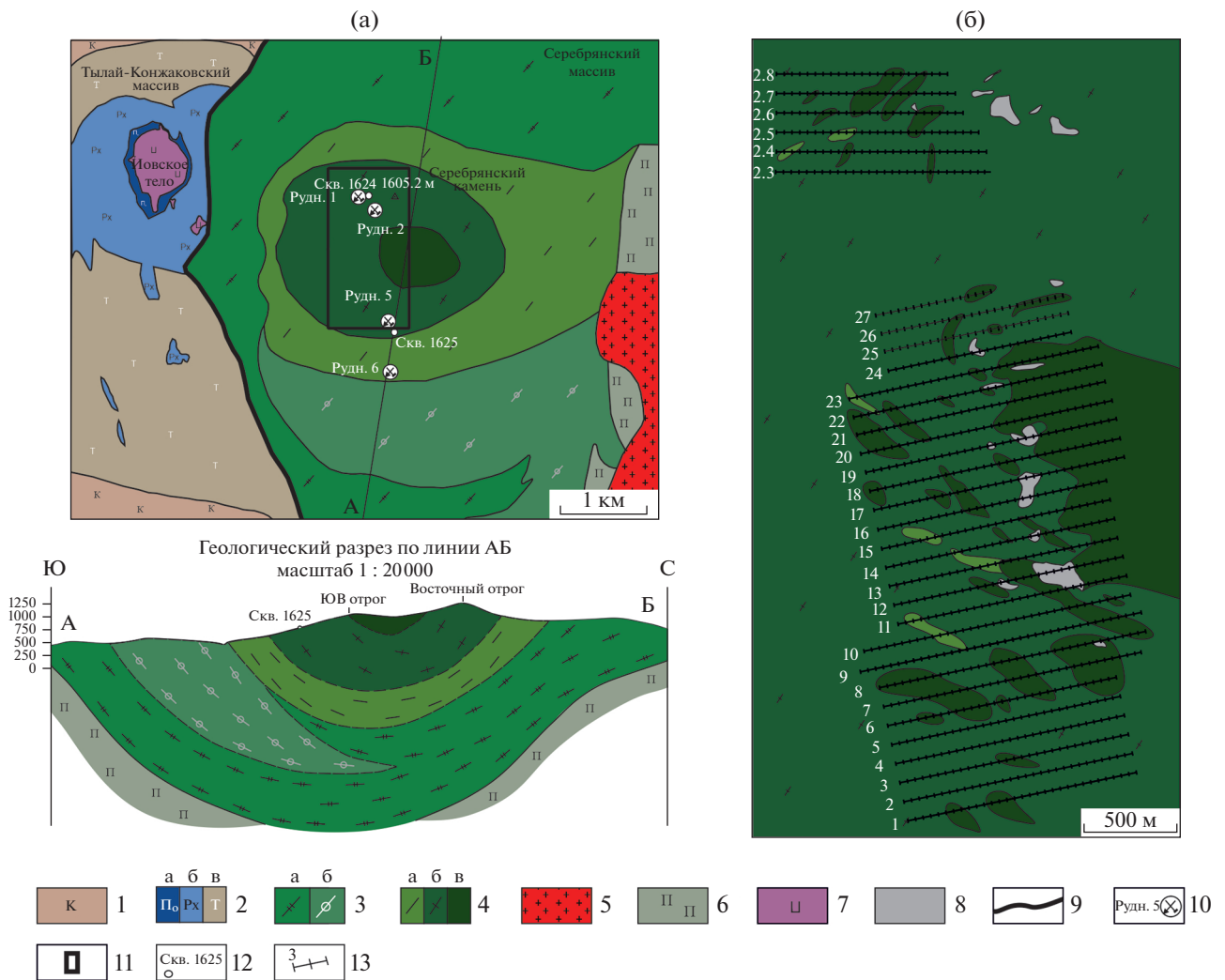
Массив Серебрянского Камня, размером 20 × 20 км, расположен в центральной части Кытлымского плутона. Он имеет изометричную в плане форму. Его северный и южный контакты интрузивные (Государственная..., 2010), в восточной части массив ограничен интрузивом плагиогранитов иовского комплекса раннедевонского



**Фиг. 2.** Расположение Конжаковского тектонического блока: а – позиция Кытлымского плутона в Платиноносном поясе Урала (по О.К. Иванову, 1997); б – геологическое строение Конжаковского тектонического блока (по материалам ГКК-200 с обобщениями). Условные обозначения: 1 – Платиноносный пояс Урала; 2 – массивы Платиноносного пояса Урала: I – Кытлымский плутон, II – Кумбинский массив, III – Павдинский массив; 3–5 – породы конжаковского дунит-клинопироксенит-габбрового комплекса: 3 – дуниты первой фазы, 4 – пироксениты второй фазы, 5 – оливниновое габбро второй фазы; 6 – амфиболовое габбро “серебрянского” типа; 7 – габбро-нориты тагило-кытлымского комплекса; 8 – граниты ивовского комплекса; 9 – породы выйской и пальниччинской свит; 10 – породы белогорского гнейсового-амфиболитового комплекса; 11 – второстепенные разломы; 12 – главные разломы.

возраста (Ефимов и др., 2005) (фиг. 3а). С запада массив Серебрянского Камня отделен от Тылай-Конжаковского массива дуговыми разломами, сопровождаемыми blastomylonitami (фиг. 2б). Особенностью массива является его псевдотрапификация (Бобров и др., 1978ф). Она выражена в полосчатости габбро с чередованием светлых слоев, обогащенных полевым шпатом, и более тем-

ных, обогащенных темноцветными минералами. Ориентировка полосчатых текстур обычно кажется совершенно прямолинейной, однако изменение направления полосчатости может встречаться и в пределах одного обнажения. На больших расстояниях она образует плавные изгибы по кривым большого радиуса. Полосчатость пород имеет центриклинальное падение с выполажива-



**Фиг. 3.** Геологическое строение массива Серебрянский камень: а – положение Серебрянского массива в Кытлымском плутоне (с использованием материалов В.Н. Боброва с дополнениями); б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований. Условные обозначения: 1 – метасоматически преобразованные основные породы (кытлымиты); 2 – оливиновые пироксениты (а), пироксениты (б), тьялиты (в); 3 – габбро-нориты (а), оливниновое габбро (б); 4 – лейкократовые габбро (а), мезократовые габбро (б), меланократовые габбро (в); 5 – плагиограниты и кварцевые диориты; 6 – плагиоклазовые амфиболиты; 7 – дуниты Иовского тела; 8 – габбро-пегматиты, анортозиты; 9 – древний горячий тектонический шов; 10 – старые медные рудники и их номера; 11 – участок проведения работ; 12 – скважины, пробуренные в ходе съемки в 1976 году; 13 – профили и точки геохимического опробования.

нием к центру массива (Бобров и др., 1978ф). Вблизи контакта с вмещающими породами плоскостность падает под углом 60°, к центру угол падения возрастает до 65°–80° и далее постепенно вы-  
полаживается к центральной части массива.

С учетом строения массива, его площадь разделена на несколько зон, для которых характерно преобладание пород с различным количественным соотношением плагиоклаза и феррических минералов (Бобров и др., 1978ф) (фиг. 3а). В центральной зоне массива преобладают средне-, крупнозернистые мелано- и мезократовые амфиболовые габбро. В ходе детального изучения гео-

логического строения участка, расположенного на границе центральной и внутренней зон, было установлено, что среди однородных мелано-, мезократовых разновидностей габбро встречаются участки развития такситовых пород с неравнозернистой пятнистой текстурой. Они слагают линейные зоны, вытянутые согласно концентрическому строению массива (фиг. 3б). Внутренняя зона характеризуется преобладанием средне-, мелкозернистых мезократовых амфиболовых габбро с убогой титаномагнетитовой минерализацией. Внешняя зона представлена лейко-, мезократовыми разновидностями, практически без рудной минерализации. Переходы между зо-

нами постепенные. Наиболее поздними являются жильные габбро-пегматиты и анортозиты, равномерно пронизывающие общую массу габброидов (Ефимов, 2006).

### ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Среди слагающих Серебрянский массив пород преобладают амфибол-анортитовые габбро, незначительным распространением пользуются габбро-нориты и оливиновые габбро, образующие обособленные полосы и участки в краевых частях массива. Наиболее распространены мезократовые габбро, реже встречаются мелано- и лейкократовые разновидности. Габбро Серебрянского массива — это полнокристаллические средне- и мелкозернистые породы с однородной массивной или такситовой текстурой. Они слабо затронуты вторичными изменениями. В редких случаях наблюдается сосюритизация плагиоклазов и слабая хлоритизация пород.

В ранних публикациях по Серебрянскому камню отмечалось, что с меланократовыми разновидностями амфиболовых габбро связана медная минерализация (Кашин, 1941; Бобров и др., 1978ф). Поэтому более детально остановимся на петрографической характеристике пород, вмещающих основной объем рудной минерализации.

Меланократовые амфиболовые габбро на 70% состоят из амфибола, плагиоклаз содержится в подчиненном количестве. Для них характерно присутствие халькопиритовой, в меньшей степени борнитовой, вкрапленности; в отдельных случаях сульфиды слагают до 10% от объема породы. Среди равномернозернистых габбро наблюдаются зоны развития такситовых габбро — неравномернозернистых пород с пятнистой текстурой. Для этих зон характерно распространение вытянутых согласно направлению полосчатости сегрегаций, сложенных преимущественно амфиболом, в подчиненном количестве — пироксеном. Для таких зон характерно развитие обильной сульфидной вкрапленности, представленной преимущественно борнитом и минералами группы халькозина. При увеличении количества рудных минералов структура породы приобретает явно сидеронитовый характер.

Массивные мезократовые габбро наиболее широко распространены на территории Меднорудного участка и массива в целом. Их состав характеризуется примерно равным количеством плагиоклаза и амфибола, вкрапленностью ксеноморфного магнетита и акцессорных сульфидов меди. Структура породы призматически зернистая, при значительном обогащении титаномагнетитом — сидеронитовая. В лейкократовых габбро

ро плагиоклаз явно преобладает над темноцветными минералами (Михайлов и др., 2018).

Минералы группы амфибола широко распространены во всех породах массива Серебрянский камень. По химическому составу они относятся к Са-амфиболам: магнезиогастингситу (табл. 1, 1–5) и паргаситу (табл. 1, 6–7). Для них характерно умеренное содержания титана (до 2.1 мас. %  $TiO_2$ ). В амфиболах из меланократовых разновидностей пород выявлено небольшое увеличение содержания железа (табл. 1); железистость находится в диапазоне  $f = 0.4–0.6$ .

Железистость амфиболов связана с общей железистостью пород: наименьшие концентрации железа характерны для амфиболов в лейкократовых разновидностях, наибольшие — в меланократовых и такситовых габбро, а также в амфиболовых сегрегациях в мезократовых породах.

Состав плагиоклаза выдержан для всех разновидностей пород и соответствует анортиту № 85–90.

Клинопироксен встречается довольно редко, его наибольшее количество обнаружено в амфибол-клинопироксеновых сегрегациях такситовых амфиболовых габбро. По химическому составу пироксен относится к диоксидовому ряду с фас-сайтовым уклоном ( $MgO$  13–14.2 мас. %) (табл. 2). Этот минерал характеризуется умеренными содержаниями натрия, не превышающими 0.6 мас. % и умеренными содержаниями  $Al_2O_3$  достигающими 4 мас. %.

При проведении исследований были встречены единичные идиоморфные кристаллы хлорпатита в титаномагнетитовой матрице. Такая форма нахождения и химический состав апатита аналогичны Волковским рудам (Полтавец и др., 2011), однако концентрация минерала в титаномагнетитовых рудах Волковского месторождения достигает 20%. Состав апатита из серебрянских амфиболовых габбро соответствует стехиометрии  $Ca_{4.94}Sr_{0.06}(P_{0.97}O_{4.00})_{3.00}Cl_{1.00}$ .

### ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Амфиболовые габбро характеризуются весьма неоднородным химическим составом: количество  $SiO_2$  в них колеблется в пределах 40–49 мас. %, в рудных меланократовых разновидностях в связи с увеличением коэффициента магнезиальности понижается до 37–40 мас. %. Отмечено закономерное увеличение коэффициента магнезиальности в ряду лейко-, мезо-, меланократовых амфиболовых габбро. На вариационных диаграммах, отражающих зависимость содержания петрогенных элементов от магнезиальности пород, устанавливается изменение состава амфиболовых габбро: на фоне относительно постоянных значений СаО и



**Таблица 1.** Состав амфибола из амфиболовых габбро

№	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	FeO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Сумма
1	42.57	0.89	13.56	14.53	9.49	0.17	12.45	2.36	0.13	96.15
2	43.36	1.34	12.84	13.65	11.15	0.2	12.54	2.19	0.24	97.51
3	42.48	1.28	12.32	12.76	12.88	0.19	12.13	2.27	0.27	96.58
4	42.08	1.31	12.16	12.55	13.48	0.21	12.11	2.24	0.26	96.4
5	44.09	0.96	11.34	12.37	15.76	0.25	12.03	1.97	0.27	99.04
6	41.52	1.56	16.63	13.64	8.49	0.14	12.45	2.28	0.12	96.81
7	42.31	1.42	17.33	13.24	8.38	0.17	12.54	2.45	0.14	97.77

Формулы минералов, рассчитанные на 23 атома

1	$(\text{Na}_{0.68}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.10})_{\Sigma 0.80}(\text{Ca}_{1.87}\text{Mg}_{0.13})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{3.07}\text{Fe}_{1.17}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.64}\text{Ti}_{0.10})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.72}\text{Si}_{6.28})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
2	$(\text{Na}_{0.62}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.07})_{\Sigma 0.74}(\text{Ca}_{1.90}\text{Mg}_{0.10})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.88}\text{Fe}_{1.37}\text{Mn}_{0.04}\text{Al}_{0.57}\text{Ti}_{0.50})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.65}\text{Si}_{6.35})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
3	$(\text{Na}_{0.66}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.06})_{\Sigma 0.77}(\text{Ca}_{1.88}\text{Mg}_{0.12})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.72}\text{Fe}_{1.61}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.51}\text{Ti}_{0.14})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.65}\text{Si}_{6.35})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
4	$(\text{Na}_{0.65}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.11})_{\Sigma 0.81}(\text{Ca}_{1.84}\text{Mg}_{0.16})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.65}\text{Fe}_{1.69}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.48}\text{Ti}_{0.15})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.68}\text{Si}_{6.32})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
5	$(\text{Na}_{0.56}\text{K}_{0.05}\text{Ca}_{0.14})_{\Sigma 0.75}(\text{Ca}_{1.76}\text{Mg}_{0.24})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.47}\text{Fe}_{1.94}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.45}\text{Ti}_{0.11})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.52}\text{Si}_{6.48})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
6	$(\text{Na}_{0.64}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.02})_{\Sigma 0.68}(\text{Ca}_{1.94}\text{Mg}_{0.06})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.88}\text{Fe}_{1.03}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{0.90}\text{Ti}_{0.17})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.81}\text{Si}_{6.19})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									
7	$(\text{Na}_{0.68}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.10})_{\Sigma 0.80}(\text{Ca}_{1.98}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.00}(\text{Mg}_{2.81}\text{Fe}_{1.00}\text{Mn}_{0.02}\text{Al}_{1.02}\text{Ti}_{0.15})_{\Sigma 5.00}[(\text{Al}_{1.89}\text{Si}_{6.11})_{\Sigma 8.00}\text{O}_{22.00}](\text{OH},\text{F})_{\Sigma 2.00}$									

Примечание. 1 – лейкократовое габбро, 2 – мезократовое габбро, 3 – массивное меланократовое габбро, 4 – такситовое меланократовое габбро, 5 – сегрегации амфибола; 6–7 – состав паргасита из мезократового амфиболового габбро.

**Таблица 2.** Состав клинопироксена из амфибол-клинопироксеновых сегрегаций

№	№	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	Сумма
1	1	50.44	3.55	0.29	9.19	0.33	11.97	23.77	0.47	100.01
	2	49.69	3.23	0.47	9.16	0.34	12.86	23.12	0.56	99.43
	3	50.50	3.14	0.55	8.73	0.22	12.96	23.70	0.56	100.36
2	4	51.15	3.67	0.40	7.83	0.18	12.96	23.38	0.40	99.97
	5	51.56	3.45	0.51	7.02	0.20	13.49	23.33	0.41	99.97
	6	52.14	3.32	0.33	7.05	0.30	13.23	23.30	0.29	99.96
	7	52.67	2.68	0.29	7.13	0.32	13.37	23.15	0.32	99.93

Формулы минералов, рассчитанные на 6 атомов кислорода

1	1	$(\text{Ca}_{0.95}\text{Na}_{0.03})_{\Sigma 0.98}(\text{Mg}_{0.67}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.29}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.05})_{\Sigma 1.03}[(\text{Si}_{1.89}\text{Al}_{0.11})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	2	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.29}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.05})_{\Sigma 1.08}[(\text{Si}_{1.86}\text{Al}_{0.14})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	3	$(\text{Ca}_{0.94}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.27}\text{Ti}_{0.02}\text{Al}_{0.01})_{\Sigma 1.03}[(\text{Si}_{1.87}\text{Al}_{0.13})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
2	4	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.04})_{\Sigma 0.97}(\text{Mg}_{0.72}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.24}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 1.04}[(\text{Si}_{1.90}\text{Al}_{0.10})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	5	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.03})_{\Sigma 0.96}(\text{Mg}_{0.75}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 1.05}[(\text{Si}_{1.91}\text{Al}_{0.09})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	6	$(\text{Ca}_{0.93}\text{Na}_{0.02})_{\Sigma 0.95}(\text{Mg}_{0.73}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.09})_{\Sigma 1.06}[(\text{Si}_{1.94}\text{Al}_{0.06})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								
	7	$(\text{Ca}_{0.92}\text{Na}_{0.02})_{\Sigma 0.94}(\text{Mg}_{0.74}\text{Mn}_{0.01}\text{Fe}_{0.22}\text{Ti}_{0.01}\text{Al}_{0.08})_{\Sigma 1.06}[(\text{Si}_{1.96}\text{Al}_{0.04})_{\Sigma 2.00}\text{O}_{6.00}]$								

Примечание. 1 – амфибол-клинопироксеновые сегрегации, 2 – массивное меланократовое габбро.

общей щелочности, с ростом коэффициента магнезиальности происходит явное падение содержания TiO<sub>2</sub> и Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (фиг. 4).

Для лантаноидов в амфиболовых габбро Се-ребрянского камня характерен “взгорбленный” тип распределения (фиг. 5а). Установлена явно выраженная европиевая аномалия: для лейко-,

мезократовых габбро характерна положительная аномалия, для меланократовых разностей – отрицательная. Важно отметить существенную обедненность лейкократовых и мезократовых габбро высокозарядными элементами, включая РЗЭ, по сравнению с такситовыми меланократовыми разностями (фиг. 5б, табл. 3). Рудовмещающие мела-

**Таблица 3.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в главных породах массива Серебрянский камень

Порода № пробы	Лейкократовое габбро		Мезократовое габбро		Однородное меланократовое габбро		Такситовое меланократовое габбро	
	СК-30	СК-12/23	СК-54	СК-23	СК-2.5/2	СК-24	СК-2.7/13	СК-51
SiO <sub>2</sub>	49.36	45.06	44.03	42.76	42.45	41.01	40.74	39.85
TiO <sub>2</sub>	0.86	0.95	0.93	1.24	0.88	1.49	0.35	0.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19.66	21.37	20.56	18.65	17.7	15.93	10.85	9.32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	11.69	13.57	12.73	13.65	15.04	16.56	17.44	17.96
MnO	0.18	0.11	0.15	0.12	0.11	0.21	0.14	0.14
MgO	3.53	4.47	6.32	6.98	8.45	8.77	11.76	12.78
CaO	11.01	13.03	14.22	15.32	14.29	13.94	15.84	17.9
Na <sub>2</sub> O	2.45	1.27	1.57	1.43	1.35	1.88	1.56	1.37
K <sub>2</sub> O	0.38	0.19	0.16	0.26	0.21	0.13	0.24	0.1
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.031	н.п.о.	н.п.о.	0.002	0.016	0.029	0.009	н.п.о.
Mg#	34.24	36.23	46.12	46.86	49.21	47.73	54.64	52.95
Sc	31.5	35.8	35.8	29.8	43.3	37.5	39.4	26.8
V	0.028	0.039	0.025	0.034	0.035	0.043	0.01	0.052
Cr	0.004	0.005	0.004	0.007	0.009	0.009	0.007	0.017
Co	38.4	42.7	43.6	48.2	45.1	38.4	43.3	55.5
Ni	35.8	50.4	48.8	30.4	35.4	33.9	59.8	61.8
Cu	110.43	86.4	572.0	86.7	1370.0	1630.0	13870.0	4530.0
Zn	57.0	54.8	54.8	52.0	56.3	51.5	47.4	66.6
Ga	17.0	17.1	16.9	18.1	13.6	18.7	15.5	17.8
Ge	0.89	0.83	0.90	0.80	1.26	0.74	1.16	1.07
Rb	н.п.о	1.03	1.49	2.28	2.54	4.28	5.20	3.26
Sr	994	952	962	917	844	1120	1010	783
Y	4.73	4.70	6.53	5.85	5.82	5.87	6.79	7.47
Zr	6.89	8.07	10.00	7.98	8.83	8.69	7.75	9.30
Nb	0.251	н.п.о.	0.113	0.131	0.164	0.243	0.311	0.319
Ag	0.2	0.027	0.12	0.039	0.3	0.58	5.61	1.76
Cd	0.096	0.057	0.055	0.046	0.13	0.081	0.22	0.11
Sn	0.64	0.4	0.47	0.48	0.41	0.35	0.46	0.54
Te	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0.63	0.33
Ba	17.8	15.7	22	21.4	12.6	27.2	24.6	23.1
La	0.8	0.64	0.7	0.61	0.67	0.74	0.82	0.85
Ce	2.32	2.04	2.45	2.17	2.52	2.57	2.86	3.08
Pr	0.48	0.41	0.55	0.5	0.58	0.53	0.61	0.63
Nd	3.03	2.77	3.53	3.39	3.6	3.35	4.06	4.28
Sm	1.08	0.97	1.27	1.28	1.27	1.2	1.42	1.65
Eu	0.49	0.46	0.55	0.54	0.56	0.56	0.68	0.62
Gd	1.13	1.16	1.55	1.45	1.52	1.43	1.76	1.73
Tb	0.17	0.16	0.23	0.22	0.19	0.19	0.23	0.26
Dy	0.98	0.96	1.3	1.28	1.21	1.2	1.38	1.47
Ho	0.19	0.18	0.26	0.24	0.24	0.23	0.27	0.29
Er	0.5	0.48	0.67	0.64	0.6	0.61	0.71	0.74
Tm	0.062	0.062	0.089	0.081	0.077	0.074	0.094	0.092
Yb	0.38	0.39	0.51	0.44	0.48	0.46	0.53	0.58
Lu	0.058	0.057	0.066	0.066	0.067	0.065	0.071	0.086
Hf	0.24	0.36	0.36	0.27	0.4	0.28	0.31	0.41
Ta	0.052	0.055	0.062	0.061	0.058	0.051	0.062	0.076
Pb	1.87	0.5	н.п.о.	н.п.о.	1.01	1.66	1.08	0.5

Примечание. н.п.о. – ниже предела обнаружения; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* – содержания общего железа пересчитаны в Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; коэффициент магнезиальности рассчитывался по формуле: Mg# = Mg/(Mg + Fe).

**Таблица 4.** Массовая доля благородных металлов (Au, Pd, Pt) в оруденелых габбро Серебрянского камня

Порода	Au	Pd	Pd/Pt	Σ БМ	Cu, %
	г/т	г/т			
Такситовое меланократовое габбро	$\frac{<0.02-1.26}{0.15}$	$\frac{<0.02-2.01}{0.19}$	5-35	$\frac{<0.02-2.94}{0.34}$	0.1-2.73
Меланократовое габбро	$\frac{<0.02-0.87}{0.12}$	$\frac{<0.02-0.57}{0.10}$	2-10	$\frac{<0.02-1.11}{0.11}$	0.1-3.13
Мезократовое габбро	$\frac{<0.02-0.08}{0.06}$	$\frac{<0.02-0.06}{0.03}$	1-5	$\frac{<0.02-0.08}{0.05}$	0.1-0.3

Примечание. В числителе разброс содержаний; в знаменателе среднее значение. Σ БМ – суммарное содержание золота и палладия.

**Таблица 5.** Геохимические ресурсы до глубины 100 м

Участок	S, м <sup>2</sup>	Cu, %	N	Прогнозные геохимические ресурсы Cu, тыс. т	Прогнозные геохимические ресурсы сумма БМ, т
Северная аномалия	0.28	0.26	55	213.50	26.00
Центральная аномалия	0.54	0.26	96	386.60	50.10
Южная аномалия	0.20	0.24	44	160.00	21.00
Сумма				<b>760.10</b>	<b>97.10</b>

Примечание. S, м<sup>2</sup> – площадь аномалии по контуру содержаний Cu более 0.1%; Cu, % – среднее содержание меди в точках, вошедших в подсчет; N – количество принятых в подсчет точек, вошедших в контур аномалии.

**Таблица 6.** Содержание элементов-примесей в сульфидах из руд Серебрянского камня

Анализ №	Zn	Ni	Co	Ag	As	Pb	Ge	Hg	Pd	Te	Bi
1	–	236	5.5	289	80	2.04	2.68	41.8	3	36	1.05
2	–	–	–	43.5	186	1.20	–	–	–	–	1.14
3	40	–	–	–	60	–	2.06	–	1.13	12.8	1
4	–	–	–	37.5	242	–	–	22.2	0.15	–	2.7
5	–	17	5.9	330	50	–	–	25.1	0.59	–	1.35
6	131	3.8	0.64	800	152	–	–	–	–	–	1.95
7	–	–	–	368	136	–	3.49	–	–	–	–
8	–	–	–	448	117.1	3.85	–	–	0.81	–	–
9	15.3	3.8	–	371	67.9	–	5.6	–	7.6	7.6	–
10	12.1	4.7	–	483	149	–	–	–	–	–	–
11	–	–	–	79.7	318	–	3.6	–	–	–	–

Примечание. В таблице анализы №1–6 для зерен борнита, №7–11 для зёрен халькопирита. Содержание элементов-примесей определено методом LA-ICP-MS в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Состав приведен в ppm.

нократовые габбро Серебрянского существенно обогащены редкоземельными элементами относительно безрудных лейко- и мезократовых разновидностей (табл. 3).

Рудовмещающие меланократовые разновидности габбро обогащены Y, Hf, Pb по сравнению с безрудными габброидами. Средние содержания

легких лантаноидов и крупноионных литофильных элементов превышают содержания в примитивной мантии, тогда как концентрации высокозарядных Nb, Ta, Zr, Hf в безрудных габбро существенно ниже мантийных.

По результатам корреляционного и факторного анализов (фиг. 6) удалось установить три гео-

Таблица 7. Состав минералов благороднометалльной ассоциации

М-л.	Mer	Mai	Kt	Vys	Sht	Hes	Me	Te-As- Me	Au- Asp	Sbd	Unn	Spr	Vin	Au I	Au II	Bor
S	—	—	—	20.5	—	—	—	—	—	—	—	0.9	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1.0
Ni	—	—	—	2.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	1.6	0.34	1.8	7.8	—	—	—	—	—	6.2	3.5	2.9	—	7.5	28.9
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	8.7
As	—	—	—	—	—	—	9.2	7.9	16.0	3.2	14.4	38.7	5.7	—	—	—
Pd	28.5	23.3	41.3	56.2	—	—	74.4	75.3	75.5	70.7	79.1	—	74.7	—	12.1	61.5
Ag	—	—	—	—	49.6	66.1	—	—	—	—	—	—	—	3.2	2.1	—
Sb	—	—	—	—	—	—	16.4	13.4	5.3	25.7	—	—	5.2	—	—	—
Te	70.6	28.6	36.4	—	40.0	33.8	—	5.3	—	1.7	—	—	7.9	—	—	—
Pt	0.9	—	—	18.9	—	—	—	—	—	—	—	55.8	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	2.7	—	—	—	3.2	—	—	—	—	96.6	78.2	—
Bi	—	46.5	21.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3.7	—	—	—

Формульные коэффициенты

S	—	—	—	0.96	0.96	—	—	—	—	—	—	0.10	—	—	—	—
Fe	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.12
Ni	—	—	—	0.07	0.07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cu	—	0.04	0.01	0.04	0.04	1.08	—	—	—	—	1.04	0.19	0.19	—	0.18	3.07
Zn	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.90
As	—	—	—	—	—	—	1.40	1.20	2.35	0.32	2.04	1.74	0.42	—	—	—
Pd	0.97	0.98	0.99	0.79	0.79	—	8.02	8.07	7.82	4.98	7.91	—	2.87	—	0.17	3.91
Ag	—	—	—	—	—	4.04	—	—	—	—	—	—	—	0.06	0.03	—
Sb	—	—	—	—	—	—	1.58	1.25	0.48	1.58	—	—	0.18	—	—	—
Te	2.01	1.00	0.73	—	—	2.76	—	0.47	—	0.1	—	—	0.26	—	—	—
Pt	0.02	—	—	0.14	0.14	—	—	—	—	—	—	0.96	—	—	—	—
Au	—	—	—	—	—	0.12	—	—	0.18	—	—	—	—	0.94	0.61	—
Bi	—	1.00	0.27	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.08	—	—	—

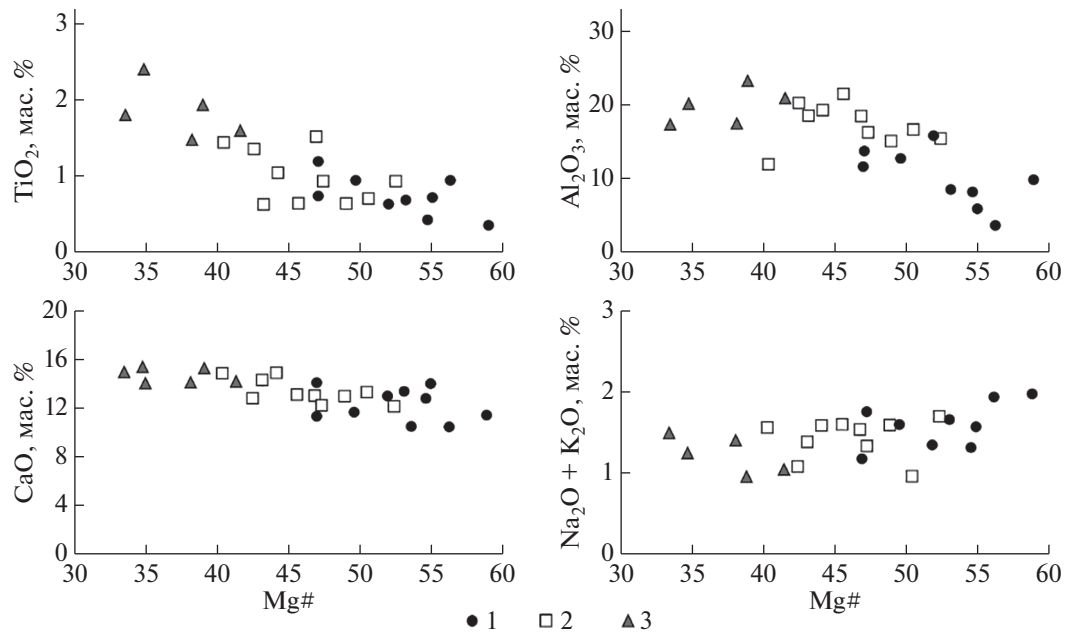
Примечание. Mer – меренскиит, Mai – майченерит, Kt – котульскит, Vys – высокоцит, Sht – штюццит, Hes – гессит, Me – Мергит II, Te-As-Me – Te,As метриит II, Au-Asp – Au-арсенопалладинит, Sbd – стибнопалладинит, Unn – неназванная фаза (unnamed) Pd<sub>7.91</sub>Cu<sub>1.04</sub>As<sub>2.04</sub>, Spr – сперрилит, Vin – винцентит, Au I – самородное золото, Au II – медисто-палладиестое золото, Bor – бортниквит. Состав минералов приведен в мас. %; все анализы нормированы на 100%.

химические ассоциации. В первую геохимическую ассоциацию объединены Eu, Ca, Al, Sr. Во вторую – элементы, тесно коррелирующие с золотом и элементами платиновой группы и накапливающие преимущественно в ходе формирования структурно неоднородных амфиболовых габбро с рудной минерализацией: LREE, HREE, Y, Pd, Au. Третья ассоциация включает в себя высокозарядные и транзитные элементы: Co, Zn, Ni, Ti, V, Sc, Zr, Hf, наибольшие концентрации которых приурочены к мезократовым амфиболовым габбро. Самые сильные корреляционные связи наблюдаются между благородными металлами, которые, в свою очередь, имеют менее сильную, однако значимую корреляционную связь с медью.

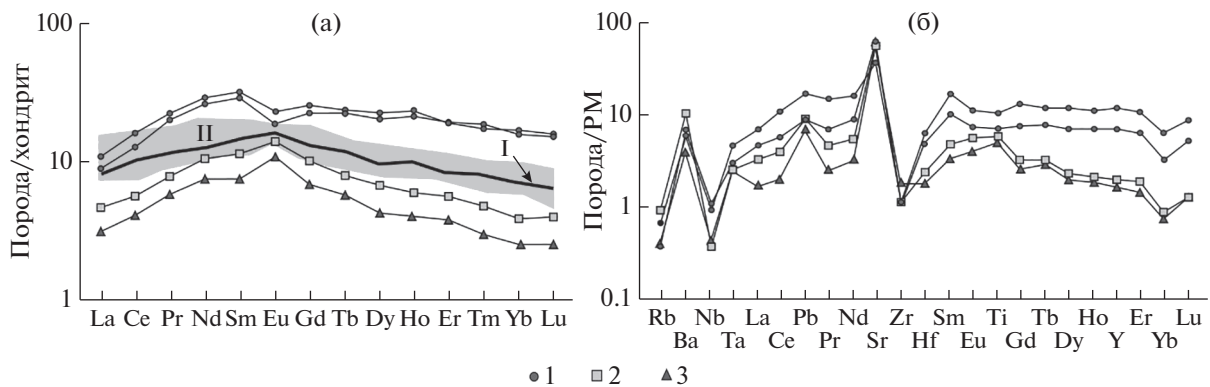
Выявлена умеренная корреляционная связь между рудными компонентами и магниезальностью пород, а также с суммарным содержанием Y, Hf, Pb и редкоземельных элементов. Среди высокозарядных элементов выделяется Zr, имеющий обратную корреляционную связь с рудными компонентами. Связь Zr с Ti, вероятно, объясняется накоплением элемента в составе титанита, ассоциирующего с титаномagnetитовой минерализацией.

#### ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОСУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

В 2018 и 2019 годах была проведена геохимическая съемка по первичным ореолам рассеяния в



Фиг. 4. Зависимость содержания петрогенных элементов от Mg# ( $Mg\# = Mg/(Mg + Fe) \times 100$ ) в породах Серебрянского камня. 1 – меланократовые габбро, 2 – мезократовые габбро, 3 – лейкократовые габбро.

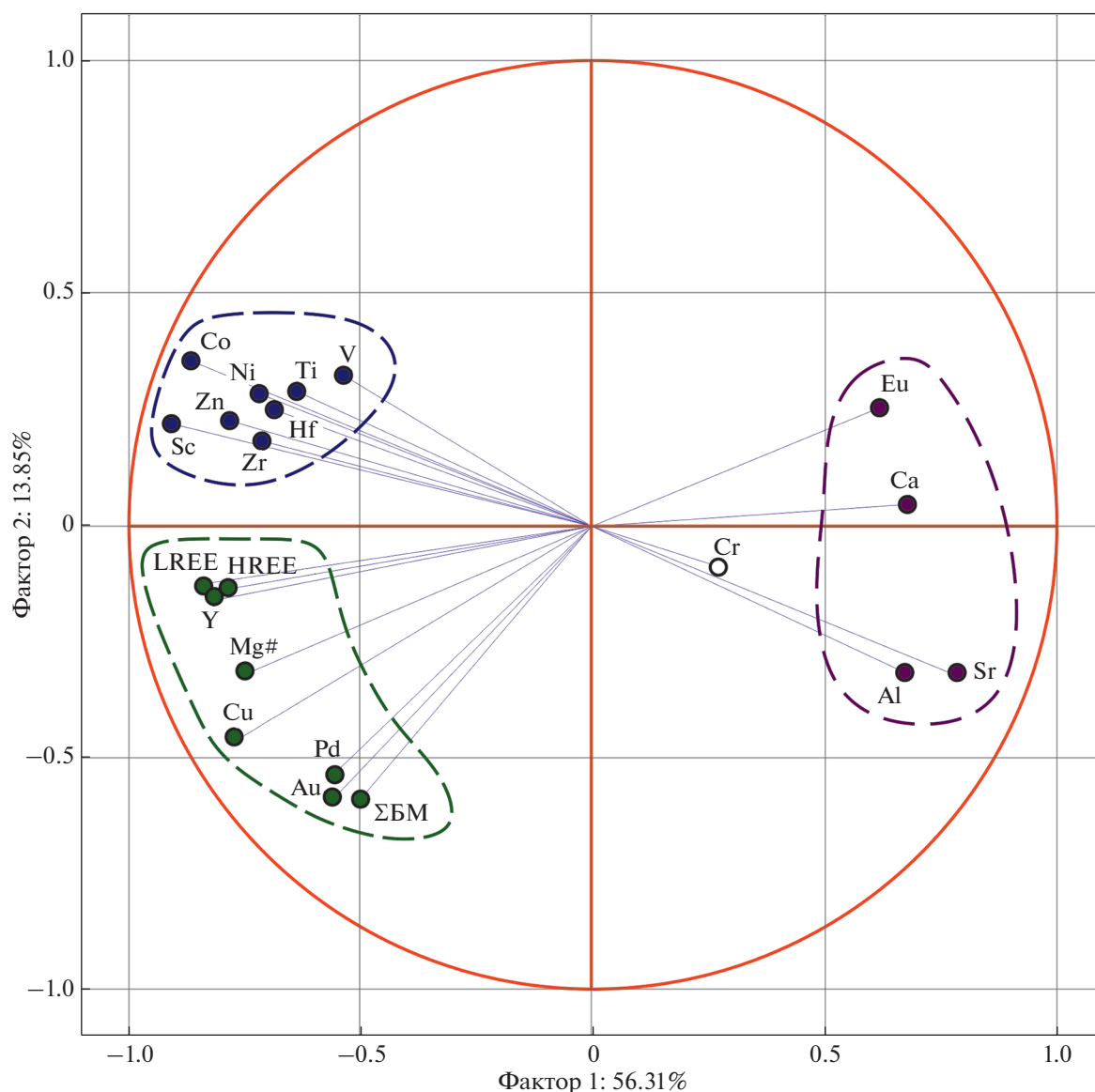


Фиг. 5. Спайдер-диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов в амфиболовых габбро. а – распределение РЗЭ в Серебрянских габбро: I – модальный состав амфиболовых габбро Серебрянского камня; II (серое поле) – состав оливиновых габбро ППУ по (Ферштатер, 2013); хондрит по (McDonough&Sun, 1995); б – спайдер-диаграмма состава разновидностей габбро Серебрянского камня. Состав примитивной мантии по (McDonough&Sun, 1995). 1 – меланократовые габбро, 2 – мезократовые габбро, 3 – лейкократовые габбро.

пределах двух зон развития линз меланократовых габбро среди мезократовых пород Меднорудного участка (фиг. 3б): зона Северная –  $S = 0.68 \text{ км}^2$ , зона Южная –  $S = 3.54 \text{ км}^2$ . По ее результатам были выявлены три крупные аномалии, оконтуренные по содержанию меди более 0.1% (фиг. 7а). Выявленные аномалии представляют вытянутые поля с протяженностью до первых километров и шириной в несколько сотен метров. Ранее установлено (Ефимов, 2006), что медные аномалии наиболее контрастно проявляются при отборе штуфных проб с глубины 1.5–2 м. Эта закономер-

ность подтверждается результатами опробования по профилю 2.4 (фиг. 7), пройденному вдоль недавно построенной дороги, где выявлены наибольшие содержания меди. Анализ результатов геохимической съемки показал, что повышенные содержания меди локализованы в зонах, сложенных преимущественно меланократовыми амфиболовыми габбро (фиг. 7б).

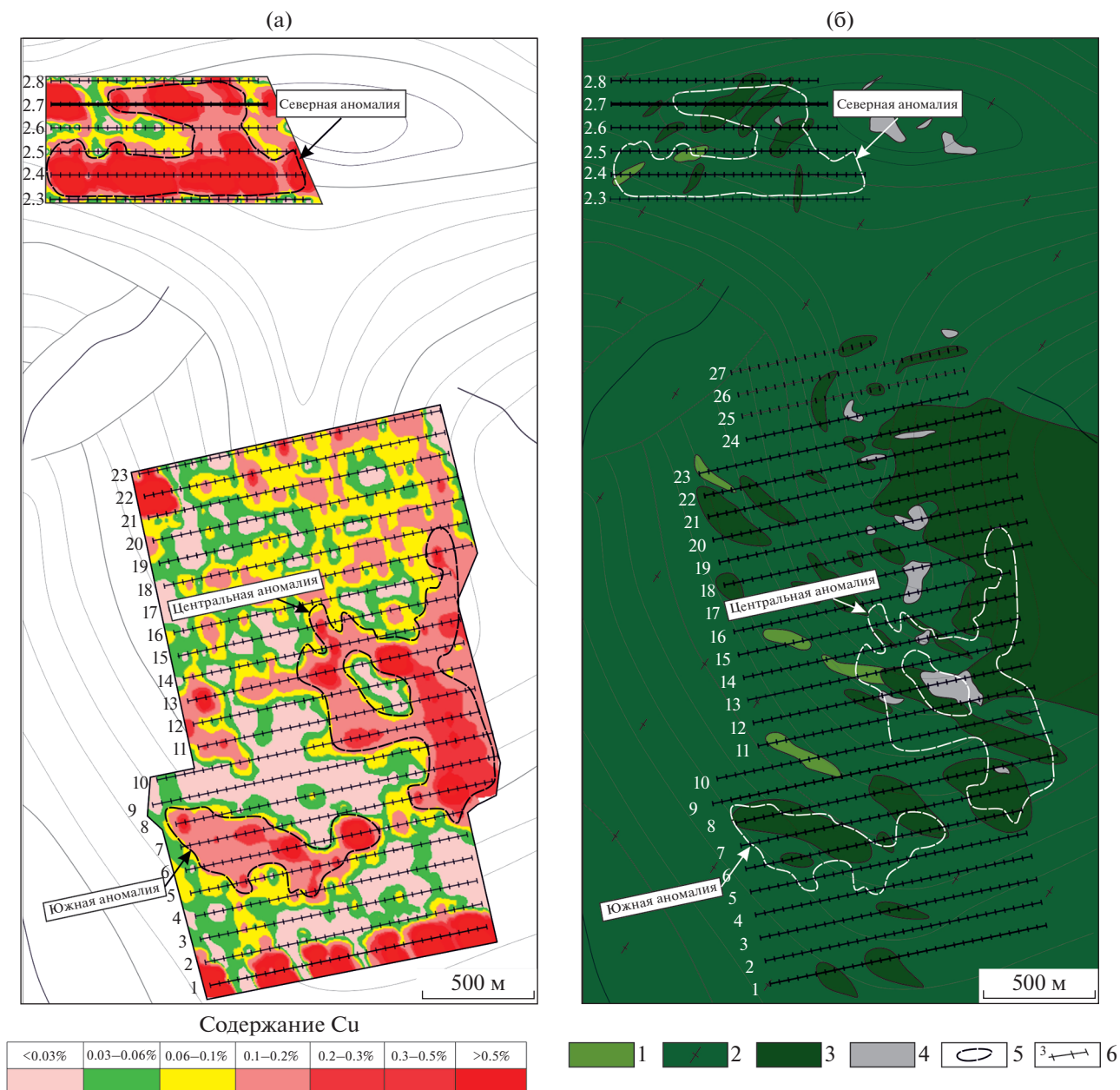
Для анализа особенностей распределения других рудных компонентов были построены карты изоконцентрат  $V_2O_5$  и  $TiO_2$ . Геохимические аномалии этих элементов обусловлены проявлением



**Фиг. 6.** Результат факторного анализа – диаграмма влияния факторов на распределение элементов. Выявлена умеренная корреляционная связь между рудными компонентами и магнезиальностью пород, а также с суммарным содержанием Y, Hf, Pb и редкоземельных элементов. Среди высокозарядных элементов выделяется Zr, имеющий обратную корреляционную связь с рудными компонентами. Связь Zr с Ti, вероятно, объясняется накоплением элемента в составе титанита, ассоциирующего с титаномагнетитовой минерализацией.

титаномагнетитовой минерализации в габбро. Поля аномальных значений титана и ванадия более широкие, чем у ореолов меди, они представлены линейными зонами до 1.5 км и изометричными участками диаметром до 600 м. Выявлено частичное совпадение контуров медных и титанованадиевых аномалий (фиг. 8). Результаты химического анализа сколовых проб подтверждаются результатами минералогического описания: в пробах из контура аномалий часто совместно с густой вкрапленностью медных минералов наблюдается повышенная вкрапленность титаномагнетита.

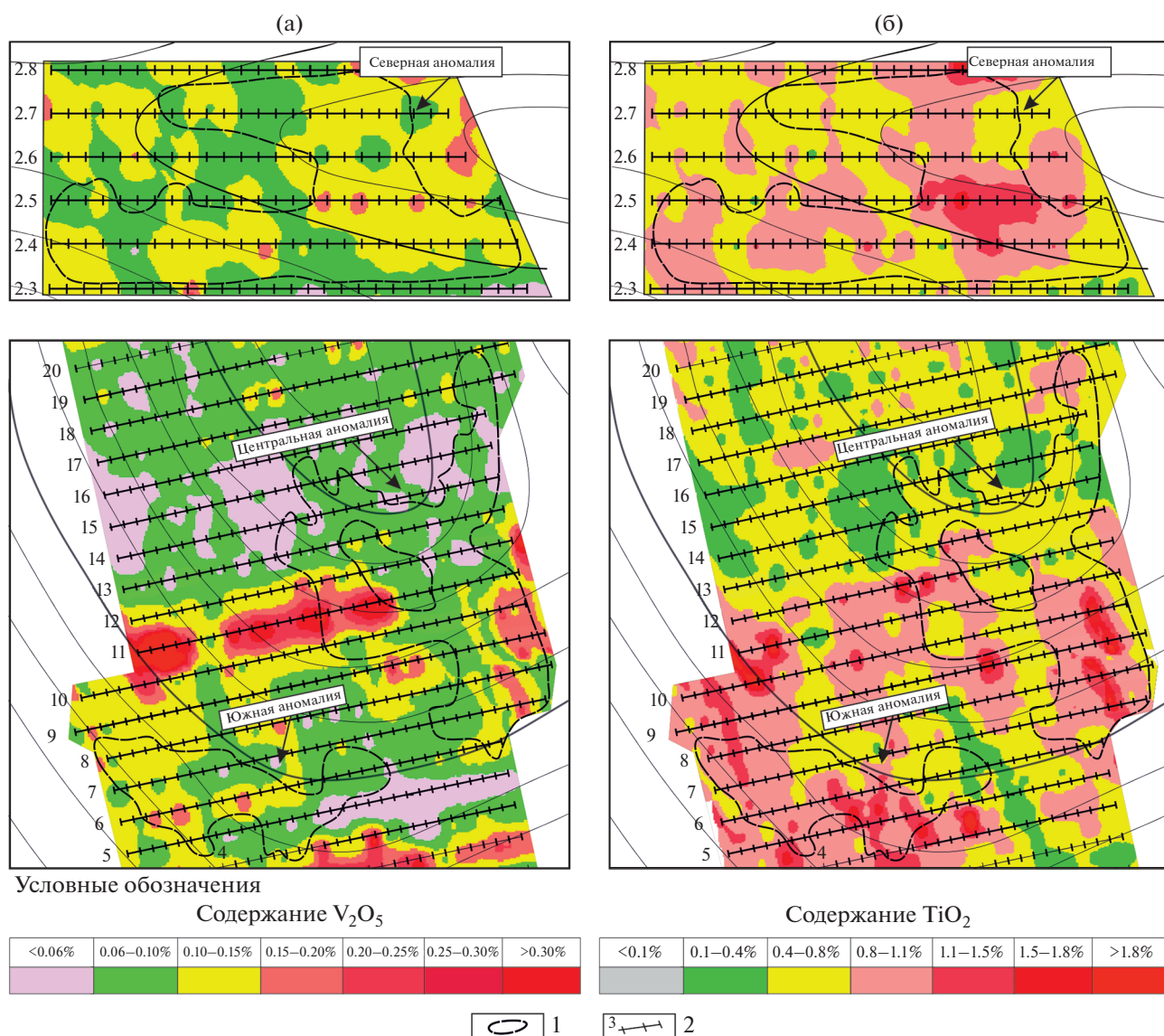
С целью анализа особенностей распределения рудной минерализации был задокументирован забой наиболее крупного карьера Гилевского рудника (рудник № 2). В пределах забоя, расположенного на среднем уступе карьера, медно-сульфидная минерализация проявлена в меланократовых разновидностях габбро (фиг. 9). Рудная зона представляет собой чередующиеся полосы, сложенные мезократовыми и меланократовыми амфиболовыми габбро. В пределах центральных частей меланократовых зон наблюдаются участки такситовых габбро. Сегрегации амфибола образуют линзовидные тела размером до нескольких де-



**Фиг. 7.** Локализация медной минерализации в амфиболовых габбро Серебрянского камня. 1 – лейкократовые амфиболовые габбро; 2 – мезократовые амфиболовые габбро; 3 – такситовые и однородные меланократовые разновидности; 4 – габбро-пегматиты, анортозиты; 5 – участки с содержанием меди >0.1%; 6 – профили опробования; толстой линией выделен профиль СК-2.7. б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований. б – детализация Меднорудного участка, выбранного для проведения исследований.

сятков сантиметров. Повышенные содержания халькопирита характерны для однородных меланократовых габбро, борнитовая минерализация локализуется преимущественно в такситовых меланократовых габбро, образующих линзовидные тела, ориентированные согласно полосчатости вмещающих пород. Наибольшие скопления сульфидных минералов приурочены к осевой части сегрегаций.

Для изучения распределения минералов благородных металлов в габбро были проанализированы пробы по профилю СК–2.7 (фиг. 7), проходящему через один из старых рудников, и пробы с содержаниями меди более 1%. Анализ полученных результатов, исключая аномальные пробы с суммарным содержанием благородных металлов более 3 г/т, позволил установить фоновые значения для золота 0.027 г/т, палладия 0.029 г/т. Центральная зона профиля с повышенными содержа-



**Фиг. 8.** Карты в изоконцентрах  $V_2O_5$  и  $TiO_2$ . а – карты изоконцентрат  $V_2O_5$ , б – карты изоконцентрат  $TiO_2$ . 1 – участки с содержанием меди  $>0.1\%$ ; 2 – профили опробования.

ниями Au и Pd пространственно совпадает с расположением меланократовых амфиболовых габбро (фиг. 10). В этой части профиля содержания меди и благородных металлов закономерно возрастают.

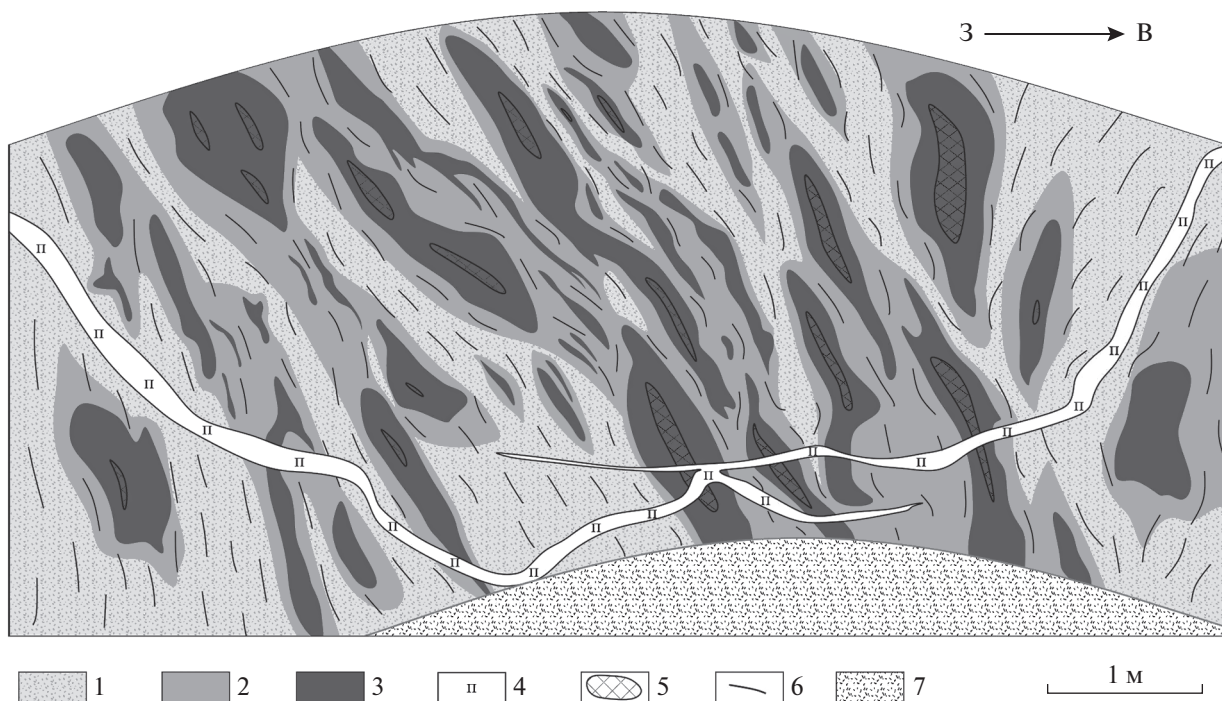
Отношение Pd/Pt варьирует от 5 до 35, возрастая по мере увеличения суммарного содержания благородных металлов. Концентрации благородных металлов в однородных меланократовых разновидностях габбро характеризуются меньшими значениями, чем в такситовых. Для мезократовых габбро определены фоновые содержания около 50 мг/т (табл. 4).

По результатам проведения минералогических и геохимических исследований на территории массива выявлены две основные ассоциации медносульфидных минералов, отличающиеся со-

держаниями благородных металлов и разным соотношением халькопирита и борнита. Первая – халькопирит-халькозин-борнитовая минерализация в такситовых меланократовых амфиболовых габбро, вторая – халькопиритовая минерализация в массивных меланократовых габбро. Наибольшие концентрации благородных металлов характерны для ассоциаций с преобладанием борнита.

Исходя из общей выборки для проб с содержанием меди более 0.10% определено среднее содержание суммы платины, золота и палладия, которое составляет 0.34 г/т (табл. 4). Это значение принято для подсчета ресурсов благородных металлов в контурах медных аномалий (содержание  $Cu > 0.10\%$ ). Необходимо подчеркнуть, что в от-





**Фиг. 9.** Зарисовка забоя карьера Гилевского рудника. 1 – мезократовые габбро; 2 – меланократовые габбро; 3 – шлиры амфибола, горнблендиты; 4 – анортозиты; 5 – зоны проявления медно-сульфидной минерализации; 6 – направление полосчатости в габбро; 7 – почва забоя.

личие от рядовых проб, отобранных даже в пределах сульфидизированных рудных габбро, для крупнообъемных проб, отобранных в пределах рудных тел с содержанием меди больше 0.75%, среднее суммарное содержание благородных металлов существенно выше и составляет 1.5 г/т. Расположение точек отбора проб и результаты определения в них содержания благородных металлов представлены в дополнительных материалах (Приложение 1 и 2).

В результате проведения площадной геохимической съемки по первичным ореолам рассеяния были рассчитаны параметры аномального геохимического поля и геохимические ресурсы меди и суммарного количества благородных металлов до глубины 100 м (табл. 5). Для изученной площади Серебрянского камня они составляют: для меди суммарно – 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов, с преобладанием золота и палладия 97.1 т.

### РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ

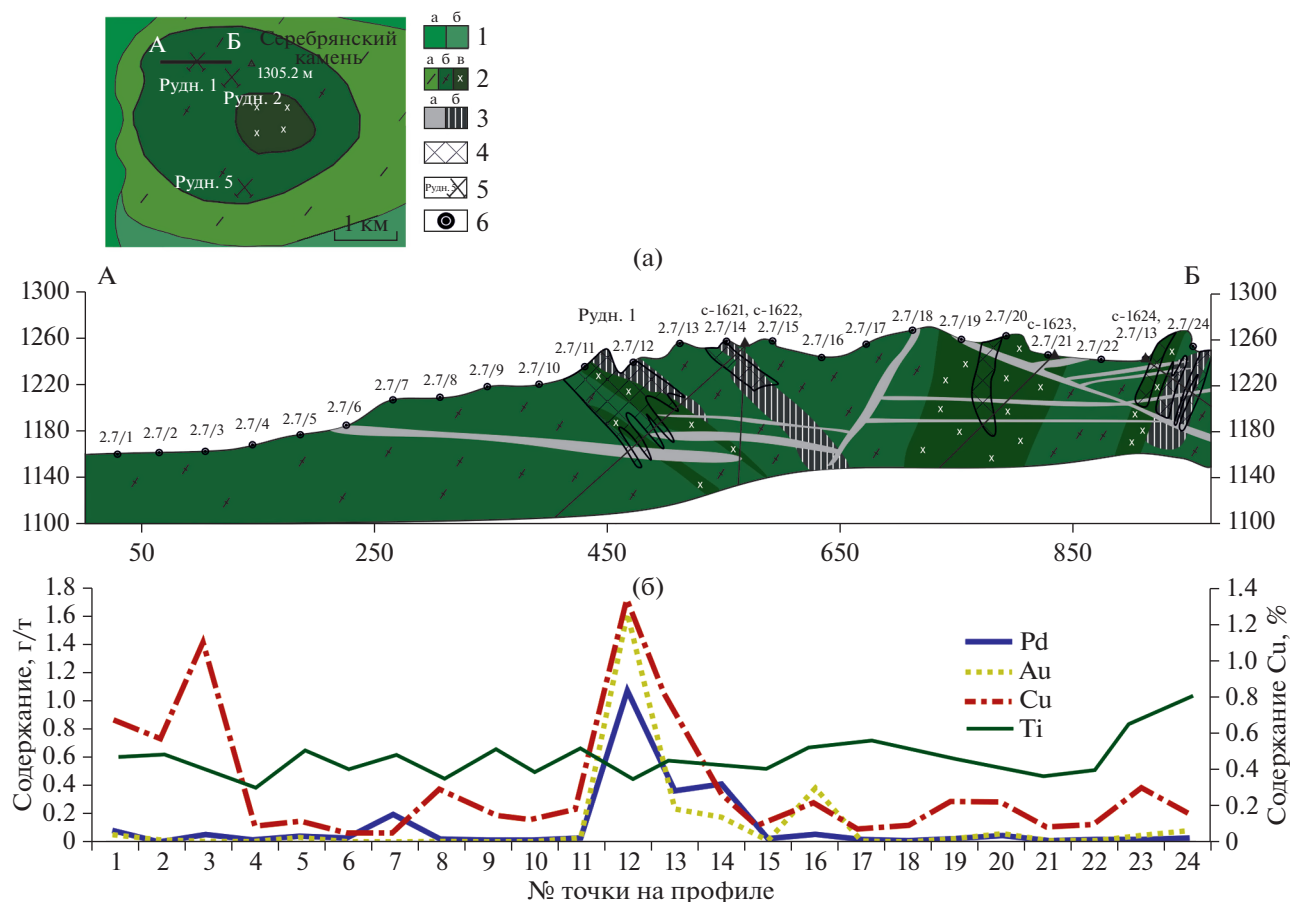
Анализ связи структурно-вещественных особенностей пород и распределения в них рудных минералов позволил выделить три главные ассоциации рудных минералов, с двумя из которых связаны проявления палладиевой или золото-палладиевой минерализации:

1. Титаномагнетитовая минерализация в лейкократовых и мезократовых габбро. Для этой ассоциации характерна повышенная вкрапленность титаномагнетита в габбро с формированием отдельных шлиров или относительно крупных жильных тел мощностью до 0.4 м.

2. Халькопирит-халькозин-борнитовая минерализация в такситовых меланократовых амфиболовых габбро. Минерализация пространственно и генетически связана с меланократовыми разновидностями габброидов. Обычно эти габбро характеризуются умеренной вкрапленностью титаномагнетита. Среди сульфидов преобладает борнит, а халькопирит встречается в ограниченном количестве. В пределах массива Серебрянский камень максимальное содержание сульфидов в минерализованных габбро этого типа составляет 3.5 об. %.

3. Халькопиритовая минерализация в массивных меланократовых габбро. Для этой ассоциации характерно распространение небольших скоплений халькопирита по всей массе габбро. Обычно габбро представлено меланократовыми разновидностями с равным соотношением плагиоклаза и темноцветных минералов. Наибольшее содержание халькопирита в этом типе минерализованных габбро составляет 4.5 об. %.

Титаномагнетит присутствует во всех разновидностях пород. Его содержание меняется от



**Фиг. 10.** Разрез через массив Серебрянского камня по линии профиля АБ с содержаниями благородных металлов, меди и титана в породах. 1 – габбро-нориты (а), оливиновые габбро (б); 2 – габбро-лейкократовое (а), мезократовое (б), меланократовое (в); 3 – тела анортозитов (а), такситовые амфиболовые габбро (б); 4 – зоны с повышенными содержаниями Cu (Бобров и др., 1978ф); 5 – медные рудники и их номера; 6 – точки отбора проб, скважины, пробуренные в ходе работ 1978 г. (Бобров и др., 1978ф).

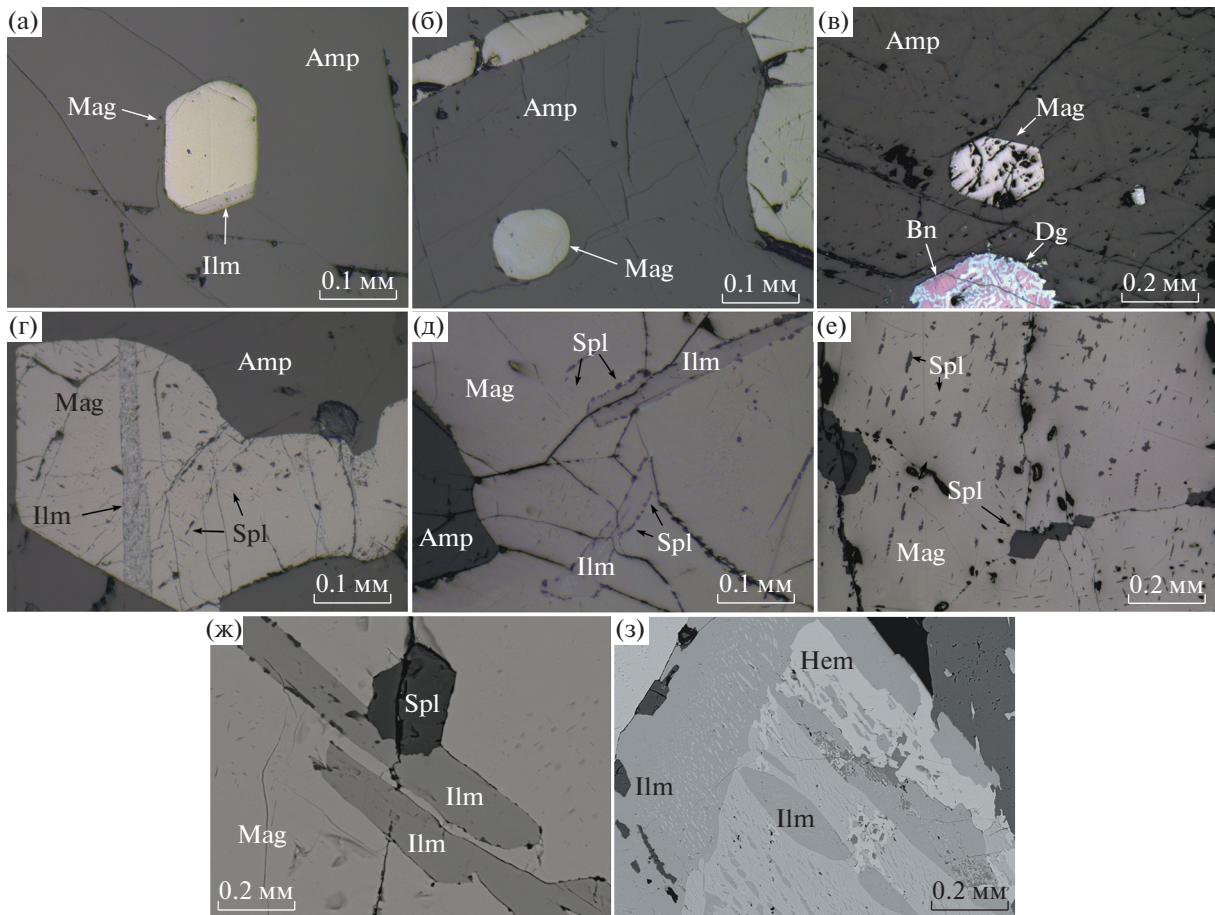
первых единиц до десятков процентов. Чаще всего титаномагнетит распространен в виде мелкой рассеянной вкрапленности. Гораздо реже он слагает сплошные участки с сидеронитовой структурой. Титаномагнетит встречается также в виде отдельных шлиров и прожилков в габбро. Иногда в составе этих прожилков присутствуют сульфиды и силикаты.

Магнетит образует индивиды нескольких морфологических типов. В мезократовых разновидностях габбро наблюдаются мелкие (до 1 мм) идиоморфные кристаллы, располагающиеся между более крупными зернами амфибола, а также находящиеся в них в виде мелких ограненных включений (фиг. 11а). Этот магнетит относится к самой ранней генерации. Исследование химического состава зерен позволило установить повышенные относительно железо-оксидной ассоциации содержания титана (2.2–3.4 мас. %  $TiO_2$ ) и довольно высокие концентрации Mg (до 3.2 мас. %). Кроме того, обнаружены мелкие округлые включения

(фиг. 11б), а также отрицательные кристаллы (фиг. 11в) магнетита в амфиболе. Часто эти зерна находятся в сростании с пластинками ильменита (фиг. 11а).

Наиболее распространены в амфиболовых габбро крупные, до 1–2 мм, зерна магнетита, находящиеся в интерстициях силикатных минералов: амфибола, пироксена, плагиоклаза (фиг. 11г). Для сидеронитового магнетита характерны высокие содержания  $V_2O_5$  – 0.95 мас. % и низкие содержания  $TiO_2$  до 1.5 мас. %. Большая часть таких зерен находится в сростании с относительно широкими пластинками ильменита, которые часто подвержены лейкоксенизации. Преобладающим минералом, замещающим ильменит, является титанит (фиг. 11г).

Ильменит является вторым по распространенности рудным минералом в амфиболовых габбро. Он образует пластинчатые (фиг. 11г), реже таблитчатые кристаллы в сростании с ксеноморфным магнетитом, часто при этом пересекая границы его



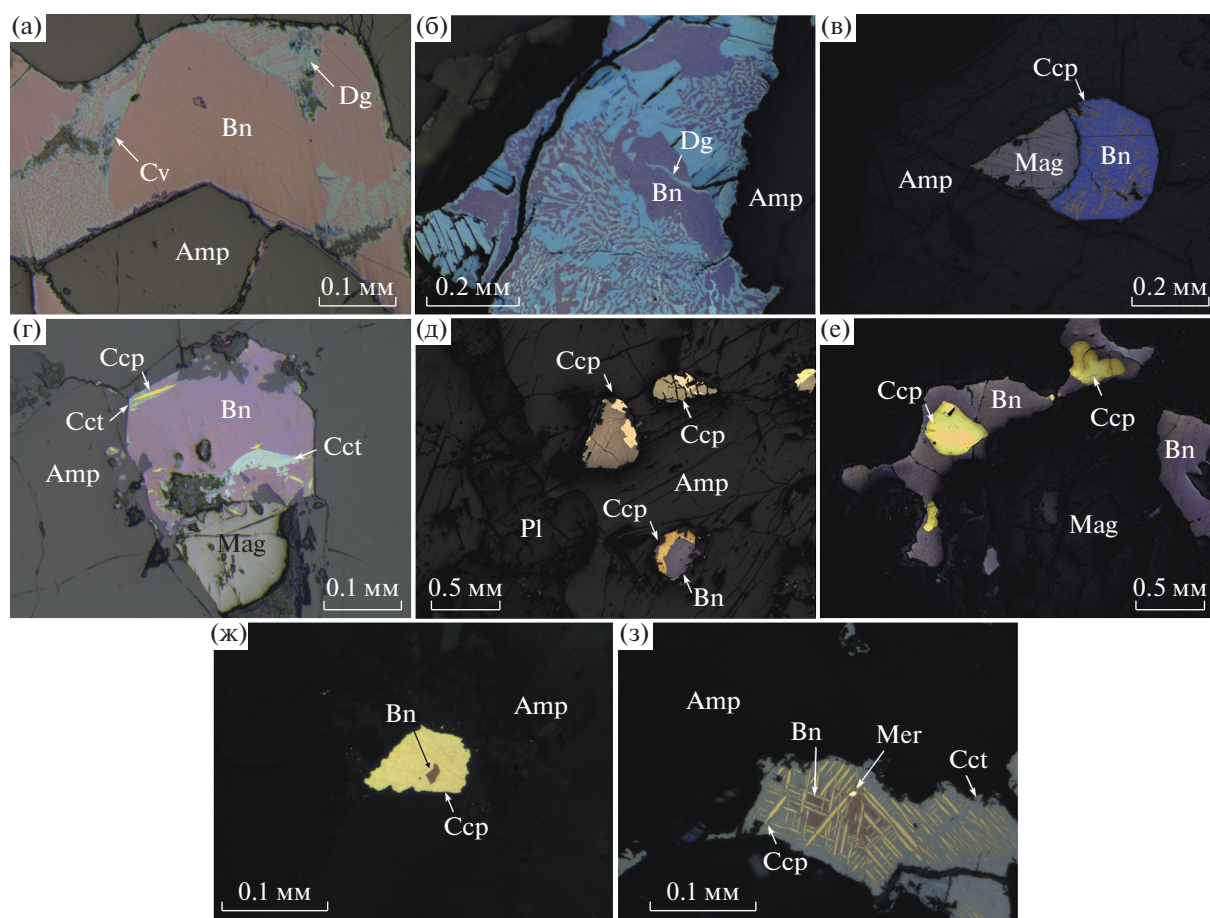
**Фиг. 11.** Структурно-морфологические особенности железо-титановых рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – идиоморфный кристалл магнетита в амфиболе; б – округлое включение магнетита в амфиболе; в – отрицательный кристалл магнетита в амфиболе; г – лейкоксенизированный пластинчатый кристалл ильменита в магнетите; д – пластинчатые зерна ильменита, пересекающие зерна магнетита; е – структуры распада твердого раствора магнетит-шпинель; ж – пересекающие несколько зёрен магнетита пластинчатые зерна ильменита в сростании с крупным кристаллом шпинели; з – распад твердого раствора ильменит-гематит. Mag – магнетит, Ilm – ильменит, Spl – шпинель, Hem – гематит, Bn – борнит, Csp – халькопирит, Dg – дигенит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз. Аббревиатура минералов по Donna, Bernard (2010).

зерен (фиг. 11д, ж). В мезократовых амфиболовых габбро встречаются единичные крупные обособления ильменита, в которых наблюдается распад твердого раствора с переходными фазами: ильменит, гемоильменит, ильменогематит, гематит (фиг. 11з). Для титаномагнетита данного типа характерны низкие содержания примесных компонентов:  $Al_2O_3$  – 0–1.71 мас. %;  $MgO$  – 0–0.78 мас. % и высокие, относительно исследуемой ассоциации, концентрации  $TiO_2$  до 3.18 мас. %.

В исследуемых образцах обнаружены зерна со сложным зональным строением. Внешняя часть таких зерен сложена ильменитом с тонкими ламелями гемоильменита, ядро разделено на две зоны: в первой зоне наблюдаются линзообразные обособления ильменита в гемоильменитовой матрице, вторая, более светлая часть (фиг. 11з),

имеет структуру распада твердого раствора ильменогематита в матрице гематита.

Микроскопические исследования ассоциации оксидов Fe и Ti показали, что в большинстве зёрен проявлены решетчатые структуры распада твердого раствора минералов группы шпинели в магнетите. В структурах распада твердого раствора, в виде тонких пластинок, ориентированных по кристаллографическим направлениям, диагностируется ульвошпинель. Относительно крупные ограненные кристаллы шпинели, относящиеся к ряду герцинит-магнезиоферрит, встречаются в сростании с ильменитом (фиг. 11ж). В такситовых разновидностях амфиболовых габбро для шпинели, сростающейся с ильменитом, отмечены высокие содержания ганитового минала (содержания Zn до 10 мас. %).



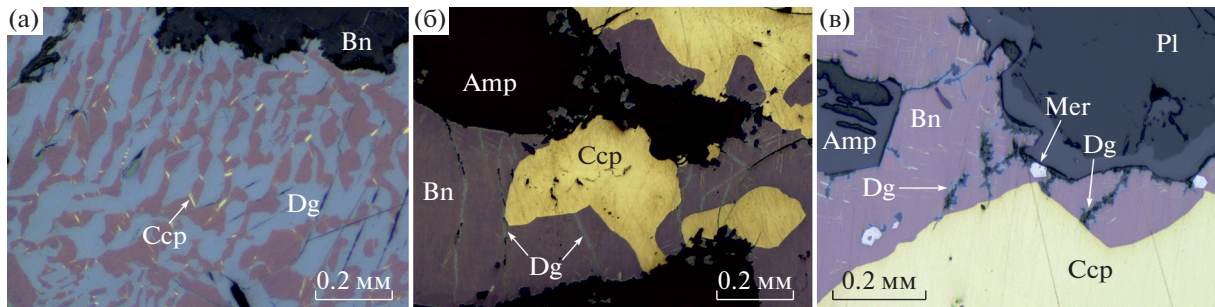
**Фиг. 12.** Структурно-морфологические особенности медносульфидных рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – борнит заполняющий пространство между зернами амфибола; б – графические борнит-дигенитовые сростания; в – каплевидное сростание магнетита и борнита; г – деформированное каплевидное включение сростания магнетита и борнита, подчиненное структуре амфибола; д – рассеянная вкрапленность халькопирита; е – крупные ксеноморфные сростания борнита и халькопирита; ж – борнит-халькопиритовое сростание; з – распад твердого раствора борнит-халькопирит, мелкое зерно меренскиита. Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Cct – халькозин, Cv – ковеллин, Mer – меренскиит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз.

Сульфиды в наиболее богатых рудными минералами разновидностях амфиболовых габбро составляют 10–15% от объема породы и равномерно, в виде мелких зерен и их сростаний, распределены по объему породы. Размер зерен сульфидных минералов изменяется от 0.1 до 1.3 мм, при среднем значении 0.6 мм. Из числа сульфидов в меланократовых такситовых габбро преобладает борнит. Однородные меланократовые габбро содержат халькопирит в виде единичных зерен.

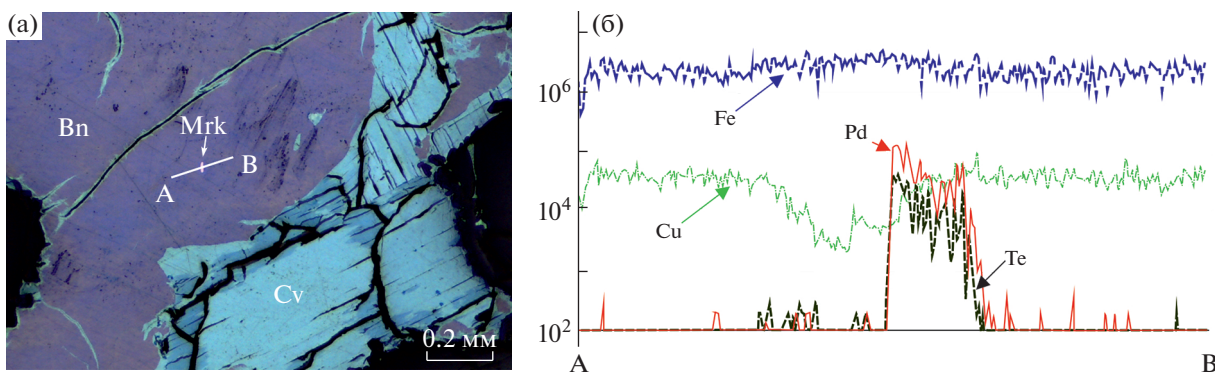
Основным минералом, слагающим медносульфидные руды Серебрянского Камня, является борнит. Его основная масса представлена рассеянной вкрапленностью в габбро в виде ксеноморфных скоплений (фиг. 12а), находящихся в промежутках между зернами силикатов. Изредка отмечаются графические сростания борнита с дигенитом, заключенные в плагиоклазе и амфиболе

(фиг. 12б). Часть борнита кристаллизовалась совместно с титаномагнетитом. Встреченные сростания минералов характеризуются каплевидной формой, подчиненной кристаллической структуре минерала-хозяина (фиг. 12г, д). Из вторичных минералов, развивающихся по борниту, диагностированы халькозин и ковеллин. Они развиты преимущественно по трещинам и по периферии борнитовых зёрен. В поверхностной части рудных зон диагностированы сульфаты и фосфаты меди, представленные брошантитом и цианотрихитом (Ерохин и др., 2017).

Второй по распространенности минерал из ассоциации сульфидов меди – халькопирит. Основная масса зерен халькопирита образует агрегаты с размерами зерен до нескольких миллиметров, выполняющие интерстиции между силикатами и титаномагнетитом (фиг. 12д). Такие сплошные зер-



**Фиг. 13.** Взаимоотношения борнита, халькопирита и дигенита в медносульфидных рудах Серебрянского камня. Отраженный свет, николи параллельны. а – графическое замещение борнита со слабо проявленными структурами распада твердого раствора дигенитом; б, в – халькопирит развивается по борниту, залечивая трещины в нем. Bn – борнит, Ccp – халькопирит, Dg – дигенит, Mer – меренскиит, Amp – амфибол, Pl – плагиоклаз.



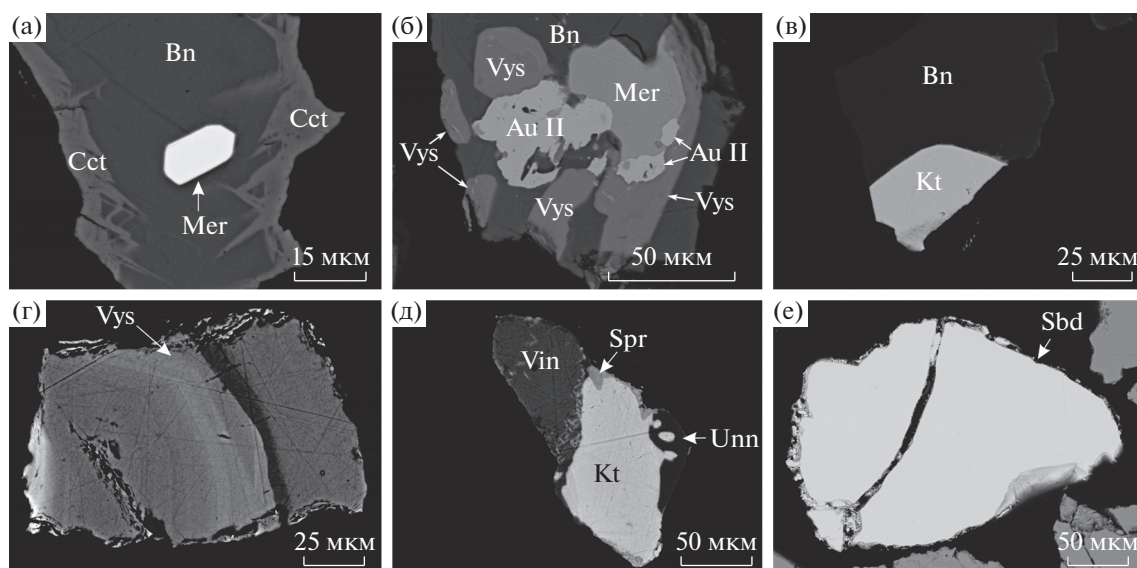
**Фиг. 14.** Профиль через зерно борнита, выполненный методом LA-ICP-MS. Mer – меренскиит, Bn – борнит, Cv – ковеллин.

нистые агрегаты распространены в основном в однородном меланократовом габбро. Часто халькопирит наблюдается в сростаниях с борнитом, границы между минералами извилистые, четкие и, как правило, без следов растворения (фиг. 12е).

При изучении минераграфических препаратов было выделено несколько генераций халькопирита. Более ранний халькопирит представлен тонкими ламелями в борните. Минерал кристаллизовался одновременно с борнитом, о чем говорят широко распространенные структуры распада твердого раствора. Характерной чертой таких структур является уменьшение размера ламелей халькопирита в борните от периферии к центру зерна (фиг. 12з). Редко ранние структуры распада твердого раствора борнит-халькопирит замещаются дигенитом (фиг. 13а). Отмечены случаи замещения борнита более поздним халькопиритом (фиг. 12д, е, ж). Вторая генерация халькопирита получает развитие по периферии зерен борнита, реже по трещинам. Зернистые агрегаты халькопирита залечивают обрамленные дигенитом трещины в борните (фиг. 13б, в) или ограничиваются ими (фиг. 13б).

На основании анализа структурно-текстурных взаимоотношений минералов руд устанавливается следующая временная последовательность кристаллизации главных рудных минералов: ильменит, ильменит + шпинель, магнетит + шпинель, борнит, борнит + халькопирит, дигенит, халькопирит, ковеллин.

Оценка изоморфной примеси благородных металлов в сульфидах была проведена при помощи масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS). Для ассоциации сульфидов меди, помимо наиболее типичных примесей Zn, Ni, Co, Ag, As, обнаружены редко встречающиеся – Bi, Pb, Hg, Ge, Pd, Te. В некоторых зернах сульфидов меди установлены повышенные содержания Pd (до 7.6 ppm) и Te (до 12.8 ppm) (табл. 6), что, скорее всего, связано со вскрытием системой лазерного пробоотбора мелких зерен минералов благородных металлов (фиг. 14). Низкие содержания элементов-примесей в сульфидах позволяют сделать вывод о нахождении основной части благородных металлов в виде собственных минералов.



**Фиг. 15.** Морфологические особенности минералов благороднометалльной ассоциации (СЭМ-фото). а – крупный кристалл меренскиита в борните; б – сросток меренскиита, высокоцита и медисто-палладистого золота в борните; в – крупный кристалл котульскита в борните; г – зональный кристалл высокоцита; д – сросток котульскита, винцентита, сперрилит и unnamed фазы  $Pd_{7.91}Cu_{1.04}As_{2.04}$ ; е – крупное зерно стибипалладинита. Au-II – медисто-палладистое золото, Bn – борнит, Mer – меренскиит, Kt – котульскит, Sbd – стибипалладинит, Spr – сперрилит, Vin – винцентит, Vys – высокоцит.

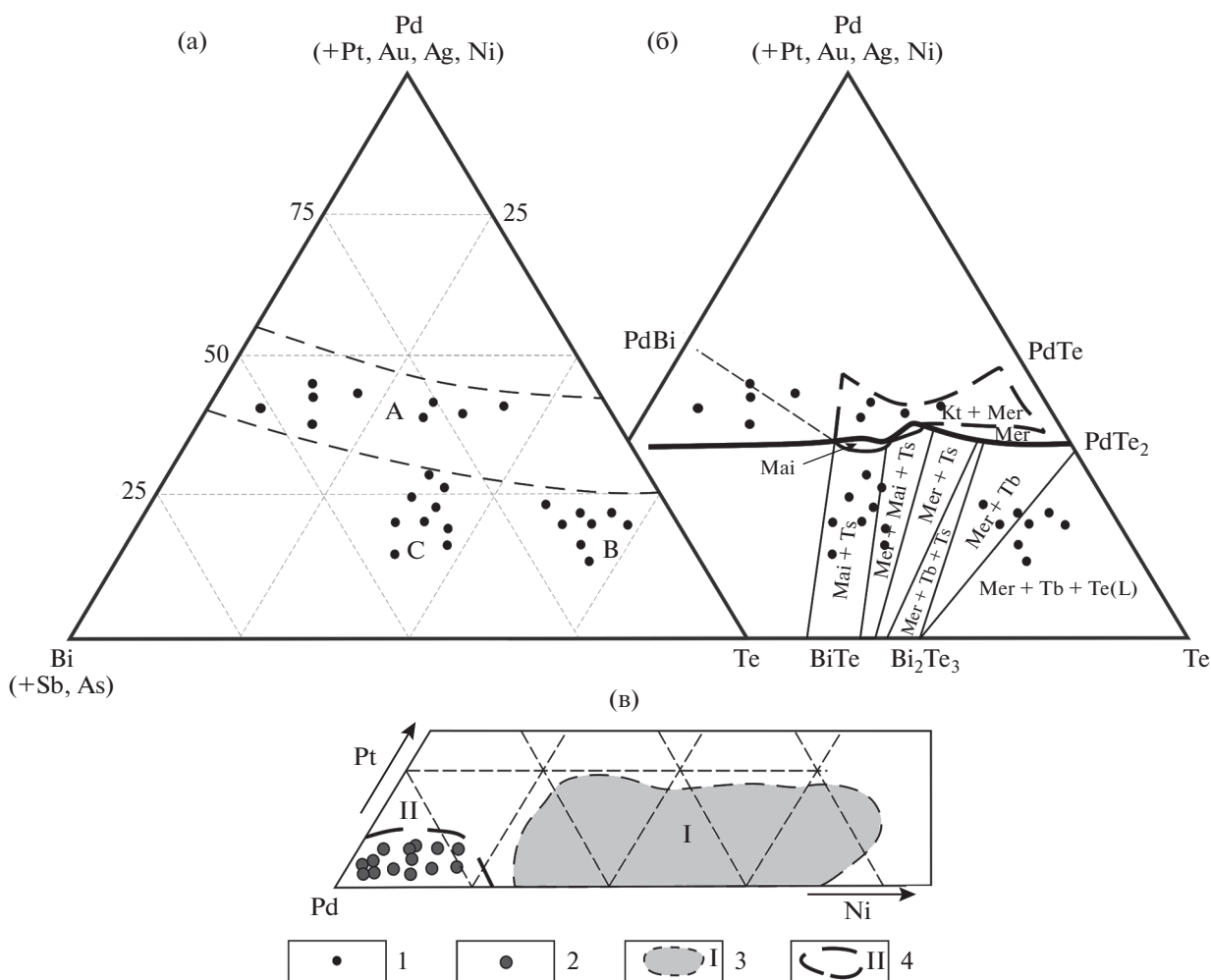
## МИНЕРАЛЫ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

При изучении аншлифов и сульфидных концентратов было установлено, что с такситовыми меланократовыми амфиболовыми габбро, характеризующимися густой вкрапленностью борнита, связана благороднометалльная минерализация. Среди ассоциации минералов диагностированы интерметаллиды переменного состава (Pd–Pt–Fe–Cu), сульфиды (высоцит), теллуриды (меренскиит, Pd-содержащий мелонит, котульскит), висмутотеллуриды (майченерит), арсениды, арсенотеллуриды платины и палладия (сперрилит, арсенопалладинит), а также самородное золото. Всего в медно-благороднометалльной ассоциации в габбро Серебрянского камня впервые для габбро Платиноносного пояса Урала установлено 16 минеральных видов и их разновидностей, а также ряд unnamed минералов. В рудах преобладают меренскиит, высокоцит, котульскит, майченерит и самородное золото.

Большая часть зерен минералов благородных металлов присутствуют в виде рассеянной вкрапленности размером от 50 до 200 мкм, реже в виде более крупных гнездообразных скоплений размером до 400 мкм. Включения минералов платиновой группы часто имеют идиоморфные поверхности и представляют собой разнообразных сечения монокристаллов, реже встречаются скопления из 2–3 минералов или более сложные сростки, состоящие из 4–5 индивидов (Михайлов, Степанов, 2018). Облик кристаллов чаще всего изометрич-

ный, реже таблитчатый. Самородное золото сопровождает все ассоциации минералов платиновой группы. При этом оно образует самостоятельные зерна или находится в сростании с сульфидами и теллуридами палладия и платины. В отдельную группу можно отнести железо-медно-благороднометалльные интерметаллиды переменного состава, встречающиеся в виде сростаний нескольких зерен сложной морфологии.

Среди минералов системы Pd–Te–Bi преобладает меренскиит, отвечающий формуле  $(Pd_{0.97}Pt_{0.02})_{\Sigma 0.99}Te_{2.01}$ . Большинство зерен меренскиита встречается в виде идиоморфных монокристаллов в борните (фиг. 15а). Размеры таких зерен варьируют в широком диапазоне от первых до 100 мкм. Реже минерал наблюдается в сростании с самородным золотом и высокоцитом, при этом граница между индивидами напоминает поверхность совместного роста (фиг. 15б). Для меренскиита характерна примесь Pt, содержание которой достигает 1.5 мас. %. В качестве включений в меренскиите диагностированы единичные зерна Pd-содержащего мелонита, отвечающие составу  $(Ni_{0.82}Pd_{0.14}Fe_{0.03})_{\Sigma 0.99}Te_{2.00}$ . Также среди минералов системы Pd–Te–Bi диагностированы майченерит –  $Pd_{0.98}Cu_{0.04}(Bi_{1.00}Te_{1.00})_{\Sigma 2.00}$ , фрудит –  $Pd_{1.05}(Bi_{1.34}Te_{0.61})_{\Sigma 1.95}$  и котульскит –  $(Pd_{0.99}Cu_{0.01})_{\Sigma 1.00}(Te_{0.73}Bi_{0.27})_{\Sigma 1.00}$ . Котульскит, как правило, крупный (до 250 мкм), встречается в сростках с сульфидами меди или другими минералами благородных металлов (фиг. 15в, д). Минерал со-



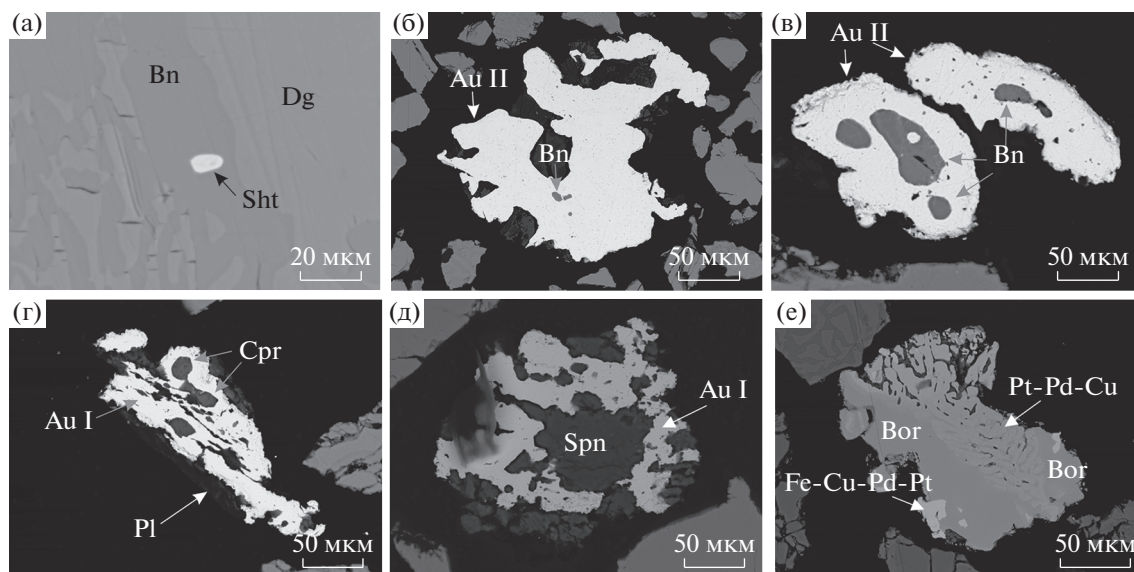
**Фиг. 16.** Состав минералов благородных металлов. а – тройная диаграмма системы Pd–Bi–Te (мас. %). А – поле составов котульскита-соболевскита, В – поле составов меренскиита, С – поле составов майченерита; б – диаграмма фазового равновесия системы Pd–Te–Bi при  $T < 489^{\circ}\text{C}$  (Hoffman and MacLean, 1976). Kt – котульскит, Mer – меренскиит, Mai – майченерит, Tb – теллуросмугит, Ts – цумоит, Te(L) – жидкая фаза; в – тройная диаграмма системы Pd–Pt–Ni. 1 – состав минералов системы Pd–Te–Bi; 2 – состав высокоцита; 3 – поле составов высокоцита из медно-никелевых месторождений Норильской группы (Генкин, 1968); 4 – поле составов высокоцита из Баронского рудопоявления (Аникина, 2005; Аникина, Алексеев, 2010).

держит примесь Au (до 3 мас. %), что описано и для медистого котульскита (примесь Au достигает 0.61 мас. %) в рудах Волковского месторождения (Волченко и др., 1996).

Составы минералов (табл. 7) на тройной диаграмме Pd–Te–Bi (фиг. 16а) образуют три группы точек, соответствующие полям составов меренскиита, котульскита-соболевскита, майченерита, а на диаграмме фазовых равновесий Pd–Te–Bi системы при температуре  $< 489^{\circ}\text{C}$  (Hoffman, MacLean, 1976), составы минералов попадают в область твердых растворов майченерит-цумоит, майченерит-котульскит, майченерит-меренскиит (фиг. 16б).

Среди сульфидов ЭПГ наиболее распространен высокоцит, отвечающий формуле

$(\text{Pd}_{0.79}\text{Pt}_{0.14}\text{Ni}_{0.07}\text{Cu}_{0.04})_{\Sigma 1.04}\text{S}_{0.96}$  с размером зерен до 200 мкм. Для единичных кристаллов характерна зональность, выраженная в чередовании областей с различным соотношением палладия и платины (фиг. 15г). Минерал чаще всего наблюдается в сростании с паллаdistым золотом, меренскиитом (фиг. 15б), реже образует обособленные зерна. Для высокоцита, аналогично меренскииту, характерно наличие идиоморфного ограничения относительно сульфидов меди и проявление, предположительно, индукционных поверхностей на контактах с другими минералами благородных металлов (фиг. 15б). По химическому составу высокоцит из Серебрянского массива идентичен описанному для руд Баронского рудопоявления (Аникина и др., 2005; Аникина, Алексеев, 2010). Для минерала характерна незначительная при-



**Фиг. 17.** Морфологические особенности минералов благороднометалльной ассоциации (СЭМ фото). а – мелкое зерно шпюцитца в борните; б, в – включение борнита в медисто-палладистом золоте; г – включения куприта в самородном золоте; д – включение сфена в самородном золоте, е – сросток интерметаллидов ЭПГ с боритником. Au-I – самородное золото, Au-II – медисто-палладистое золото, Bn – борнит, Bor – боритниковит, Cpr – куприт, Dg – дигенит, Fe-Cu-Pd-Pt, Pt-Pd-Cu – интерметаллиды переменного состава, Pl – плагиоклаз, Sht – шпюцит, Spn – сфен.

мель Ni (до 2.7 мас. %), что отличает его от высокоцита из медно-никелевых месторождений Норильской группы (Генкин, 1968) (см. фиг. 16в).

Теллуриды серебра представлены гесситом  $\text{Ag}_{2.01}\text{Te}$  и шпюцитом  $(\text{Ag}_{4.88}\text{Au}_{0.17})_{\Sigma 5.05}\text{Te}_3$ . Размер их изометрических индивидов не более 20 мкм. Для шпюцита характерна примесь Au до 2 мас. %. Данные минералы встречены исключительно в виде самостоятельных мелких идиоморфных зерен, рассеянных в борните (фиг. 17а), сростаний с минералами ЭПГ не обнаружено.

В системе Pd-As-Te-Sb преобладает мертиит-II  $\text{Pd}_{8.02}(\text{Sb}_{1.58}\text{As}_{1.40})_{\Sigma 2.98}$ , среди ассоциации встречена разновидность, содержащая 5.3 мас. % Te –  $\text{Pd}_{8.07}(\text{Sb}_{1.25}\text{As}_{1.20}\text{Te}_{0.47})_{\Sigma 2.92}$ . Среди антимонидов палладия диагностирован стибиопалладинит отвечающий формуле  $\text{Pd}_{4.98}(\text{Sb}_{1.58}\text{As}_{0.32}\text{Te}_{0.10})_{\Sigma 2.00}$ , минерал образует крупные зерна размером до 250 мкм (фиг. 15е), сростков с другими минералами не встречено. Реже встречается Au-арсенопалладинит –  $(\text{Pd}_{7.82}\text{Au}_{0.18})_{\Sigma 2.00}\text{As}_{2.35}\text{Sb}_{0.48}$  и кейтконнит, соответствующий формуле  $(\text{Pd}_{19.97}\text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 19.99}(\text{Te}_{4.80}\text{Sb}_{1.20}\text{Bi}_{0.70}\text{As}_{0.30})_{\Sigma 7.00}$ . Среди ассоциации описан неназванный арсенид Pd и Cu –  $\text{Pd}_{7.91}\text{Cu}_{1.04}\text{As}_{2.04}$ . Арсениды платины диагностированы в сростках с другими минералами благородных металлов и представлены сперрилитом  $\text{Pt}_{0.96}\text{As}_{1.94}$ . Винцентит  $(\text{Pd}_{2.87}\text{Cu}_{0.19})_{\Sigma 3.06}(\text{As}_{0.42}\text{Te}_{0.26}\text{Sb}_{0.18}\text{Bi}_{0.08})_{\Sigma 0.94}$  образует мелкие единичные зерна размером до 50 мкм. Встречено сростание винцентита с котульскимитом, где кра-

евые части сростков занимают сперрилит и неназванный минерал  $\text{Pd}_{7.91}\text{Cu}_{1.04}\text{As}_{2.04}$  (фиг. 15д).

Минералы золота встречаются в ассоциации с палладиевыми минералами в виде включений или сростаний с ними, а также образуют самостоятельные зерна (фиг. 15б, 17б, в, г, д). В составе ассоциации описаны самородное золото (Au I)  $\text{Au}_{0.94}\text{Ag}_{0.06}$ , медисто-палладистое золото (Au II)  $\text{Au}_{0.74}\text{Cu}_{0.18}\text{Pd}_{0.17}\text{Ag}_{0.03}$ . В медисто-палладистом золоте обнаружены каплевидные включения борнита (фиг. 17б, в), самородное золото встречено в сростании со сфеном, купритом и плагиоклазом (фиг. 17г, д). Также медисто-палладистое золото было обнаружено в ассоциации с высокоцитом, теллуридами палладия в виде сростков зерен, заключенных в борните (фиг. 15б). По химическому составу эта разновидность золота содержит Pd до 12.1 мас. %, Cu до 7.5 мас. % и Ag до 2.1 мас. %, самородное золото встречается чаще и содержит в составе Ag в диапазоне от 7.78 до 10.34 мас. % и Cu до 1.78 мас. % (табл. 7).

Интерметаллиды Pd-Pt-Fe-Cu, Pd-Pt-Cu переменного состава обнаружены при изучении сульфидных концентратов и представлены, преимущественно, Pd-Pt-Fe-Cu, Pd-Pt-Cu, а также Pd-Cu-Zn-Fe. Среди них встречаются как гомогенные зерна, так и пористые агрегаты с недостатком аналитической суммы. Во встреченном сростке зерен интерметаллидов системы Pd-Pt-Fe-Cu и Pd-Pt-Cu они развиты в его периферийной части, обладая при этом сложной морфологией (фиг. 17е). Центральная зона сло-



жена гомогенным бортниковитом (фиг. 16а), отвечающим формуле  $Pd_{3,91}Cu_{3,07}Zn_{0,80}Fe_{0,12}$ . Обычно концентрации Fe (+Cu) уступают суммарным содержаниям ЭПГ (60–70 мас. %), а для Pt и Pd отмечаются различные соотношения.

Впервые выявленные в амфиболовых габбро Серебрянского Камня минералы-концентраторы благородных металлов подтверждают высказанное А.А. Ефимовым предположение (2006, 1967) о том, что значительные суммарные содержания элементов платиновой группы и золота, достигающие 3.15 г/т, аналогично Волковскому месторождению, сконцентрированы в теллуридах палладия. В сульфидных концентратах, полученных из рудных габбро Серебрянского камня, был встречен бортниковит отвечающий формуле  $Pd_{3,91}Cu_{3,07}Zn_{0,80}Fe_{0,12}$ , находка которого является второй в России. По литературным данным, бортниковит впервые был описан коллективом авторов (Мочалов и др., 2007) на россыпном месторождении платины Кондер, в виде “рубашек” толщиной до 50 мкм вокруг зерна изоферроплатины.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Обзор месторождений-аналогов*

Ванадий-железо-медный геолого-промышленный тип, в котором сосредоточено около 10% запасов медных руд Урала, представлен единственным эксплуатируемым в России Волковским месторождением и более чем 80 рудопроявлениями и пунктами минерализации. Все они связаны с габброидами Платиноносного пояса Урала. Сходство геологического строения, минерального состава руд, содержаний полезных компонентов (Ефимов, 2002; Бобров и др., 1978ф; Кашин, 1941), и соотношения  $Cu/Cu + Ni$  и  $Pd/Pd + Pt$  в рудах позволяет рассматривать Волковское месторождение как ближайший аналог медно-благороднометалльной минерализации Серебрянского камня.

При изучении попутной палладиевой минерализации в рудах Волковского месторождения В.П. Молошаг и А.Ф. Коробейников (2000) отмечали их сходство с рудами месторождений, связанных с расслоенными интрузиями, и месторождениями в габброидах концентрически зональных ультрамафит-мафитовых интрузивов (месторождения Солт-Чак, о. Принца Уэльского, Ю-В Аляска). По ряду характеристик руды Волковского месторождения аналогичны медносulfидным рудам Чинейского расслоенного плутона, где благороднометалльная минерализация связана с гнездо-вкрапленными халькопиритовыми рудами (Гонгальский, Криволицкая, 1993; Волченко и др., 1991, Молошаг, Коробейников, 2000).

Благороднометалльная минерализация, подобная выявленной в габбро Серебрянского камня, описана в апатит-титаномагнетитовых рудах Суроямского мафит-ультрамафитового массива, расположенного в Южной части Нязепетровско-Бардымского аллохтона на Западном склоне Среднего Урала. В этом массиве содержание палладия в рудах варьирует от 30 до 700 мг/т при среднем 120 мг/т (Волченко и др., 2009; Жилин, Пучков, 2009). Из числа минералов благородных металлов в этих рудах обнаружены: теллуриды и арсениды-антимониды палладия и золота (Волченко и др., 2009; Савельев, Блинов, 2020), что в целом соответствует парагенезисам Волковского и Серебрянского массивов. Для Суроямского массива оценены ресурсы палладия в центральном блоке ферроклинопироксенитов, составляющие 504 т до глубины 300 м (Жилин, 2006).

В качестве другого аналога руд массива Серебрянского камня можно предложить месторождение палладия, платины, золота и меди Викша (Корнеев и др., 2019). Руды этого месторождения залегают в Койкарском габбро-долеритовом силле. Он прорывает палеопротерозойские вулканогенно-осадочные толщи в западном борту Онежской структуры. Благороднометалльная минерализация этого месторождения связана с титаномагнетитом, халькопиритом и борнитом. Наиболее распространены Pt-арсениды и Pd-теллуриды (Корнеев и др., 2019).

К объектам, расположенным за рубежом, со схожими ассоциациями рудных минералов, можно отнести рудопроявления в Канадской провинции Британская Колумбия. Одно из них связано с дайками амфиболовых габбро, секущих тела оливиновых габбро и троктолитов интрузии Войсис Бей. Запасы благородных металлов в дайках составляют около 100 тонн (Humnicki et al., 2008). Схожая медно-благороднометалльная минерализация выявлена в горнблендитах и пироксенитах Чемпионской площади, расположенной в западной части массива Туламин (Nixon et al., 2018).

Структурно-вещественные признаки объектов-аналогов оруденения Волковского типа позволяют заключить, что одна из главных особенностей месторождений медно-титан-ванадиевого геолого-промышленного типа – большие запасы с выдержанными по мощности рудными телами при относительно низких содержаниях ценных компонентов. Эта особенность позволяет по технологическим, горнотехническим и экономическим параметрам отнести потенциальное месторождение в габбро Серебрянского камня к крупнотоннажным объектам, с относительно невысокими содержаниями меди и благородных металлов.

### *Модель формирования рудовмещающих пород*

Структурные особенности габброидов Серебрянского камня позволяют сделать предположение о проявлении процессов расслоенности и дифференциации в ходе образования интрузивного тела. Это предположение позволяет провести аналогию между изучаемыми рудами и рудами в типичных расслоенных интрузивах. Согласно генетической модели формирования расслоенных интрузивов, предложенной Энтони Налдреттом (2003), по мере кристаллизации, при насыщении расплава, богатого ЭПГ и серой, сегрегирующиеся сульфиды могут быть умеренно обогащены платиноидами, что наблюдается в верхней зоне Бушвельдского комплекса, в интрузивах Скаергард и Джорджи Лейк. Однако при насыщении сульфидной составляющей высоко дифференцированной магмы могут возникать слои, обогащенные титаномагнетитом, апатитом и сульфидами меди, которые сконцентрируют в себе элементы платиновой группы, в особенности Pd, что было установлено на примере комплекса Голдвелл на северо-западе Онтарио, Канада (Налдретт, 2003). Вероятно, аналогичный процесс привел к формированию Волковского месторождения. Одним из наиболее важных выводов ранее проведенных исследований (Молошаг, Коробейников, 2000; Налдретт, 2003) является заключение, что месторождения медно-железо-ванадиевых руд связаны непосредственно с формированием пород субстрата.

Существует несколько точек зрения на генезис сульфидных медных руд в габбро Платиноносного пояса. Исследования медно-благороднометалльной минерализации в габброидах О.А. Воробьевой (1962) позволили сделать предположение, что быстрое охлаждение краевых частей Волковского массива способствовало сохранению внутри его повышенного количества летучих компонентов, и формирование минерализованных зон происходило в рамках позднемагматической стадии развития интрузивного тела. Иная точка зрения была предложена А.А. Ефимовым, который в своих работах (1967; 2002; 2006; 2010) высказал мнение, что Серебрянский массив – это результат проявления водного метаморфизма, наложенного на раннюю структуру Платиноносного пояса Урала.

А.Н. Заварицким (1926) была предложена модель формирования медносульфидных руд на позднемагматическом этапе. В соответствии с этой моделью титаномагнетитовая минерализация в габбро связана с кристаллизацией остаточного рудного расплава. При этом допускается концентрация медных сульфидов из этого остаточного расплава, что подчеркивается присутствием первичного борнита. Модель А.Н. Заварицкого нашла развитие в более поздних исследова-

ниях. Идеи об ортомагматической природе изучаемой ассоциации получили развитие в работах А.С. Кашина (1941), считавшего, что медносульфидная минерализация, как и титаномагнетитовая, генетически связана с основной магмой и является образованием, сингенетичным с мафитовыми породами. Ю.А. Полтавец с соавторами (Полтавец и др., 2011) в своих работах доказали, что формирование габброидов Волковского массива происходило при давлении около 5 кбар и температуре 915–1146°C, что в целом соответствует интрузивному тренду. При этом формирование благороднометалльной минерализации происходило в основном на заключительном этапе кристаллизации габбрового интрузива из остаточного флюидсодержащего (S, Cl, F и CO<sub>2</sub>), обогащенного рудными компонентами расплава, а максимальные концентрации благородных металлов были связаны с образованием шширообразных обособлений, формировавшихся при участии обогащенных летучими и рудными компонентами флюидов.

Общая закономерность развития магматических тел, выраженная в накоплении некогерентных и рудных элементов в остаточных порциях, обогащенных флюидом (Перельман, 1989), хорошо согласуется с позднемагматической моделью формирования медно-благороднометалльной минерализации в габбро. Однако модель обогащения рудными компонентами наиболее поздних меланократовых разновидностей габброидов имеет некоторые противоречия с типичными трендами эволюции основных расплавов. Например, Р. Колман (1979), описывая разнотипные габброиды из мафит-ультрамафитовых массивов, выделил два их геохимических типа: истощенные РЗЭ основные кумулаты и более поздние “верхние” разновидности, обогащенные РЗЭ. Для Серебрянских габбро установлены иные закономерности. Постепенное снижение концентрации глинозема и TiO<sub>2</sub> и увеличение коэффициента магнезиальности в ряде лейко-, мезо-, меланократовых разновидностей амфиболовых габбро сопровождается закономерным увеличением содержаний высокозарядных и редкоземельных элементов в этих породах, что является нетипичным при простом фракционировании расплава и последовательной кристаллизации пород от мелано- до лейкогаббро.

Для такситовых меланократовых габбро, вмещающих медно-благороднометалльную минерализацию, установлена максимальная обогащенность высокозарядными и редкоземельными элементами, высокие значения коэффициента магнезиальности (Mg# = 50–60), а также явная отрицательная Eu-аномалия. Эти особенности позволяют предположить, что наиболее деплетированные РЗЭ, характеризующиеся явной положительной Eu-аномалией, лейкократовые габбро-

ро, состоящие, в основном, из анортита и несущие в себе титаномагнетитовую минерализацию, образовывались на начальных этапах становления массива. Снижение содержаний  $TiO_2$  и  $Al_2O_3$  от лейкогаббро к меланогаббро связано с кристаллизацией преобладающей части плагиоклаза и ильменита на более ранних стадиях эволюции рудно-магматической системы.

Для рудовмещающих пород рассчитаны величины  $TE_i$  (Igger, 1999), характеризующие изгиб нормированного спектра для  $i$ -й тетрады. Полученные данные  $TE_{1-4} = 2.1-1.4$  (значимые для М-типа распределения РЗЭ, при  $TE_i > 1.1$ ) позволяют предположить, что формирование пород происходило при наличии высокотемпературных F- и Cl-содержащих флюидов, повлиявших на фракционирование лантаноидов. Таким образом, формирование меланократовых амфиболовых габбро происходило из максимально дифференцированного, обогащенного несовместимыми и рудными компонентами, флюидонасыщенного расплава. Содержания лантаноидов в амфиболовых габбро Серебрянского камня аппроксимируются полем содержаний оливиновых габбро ППУ, описанных в работах Г.Б. Ферштатера (Ферштатер, 2013), что позволяет рассматривать амфиболовые рудные габбро как водный аналог “сухих” оливиновых габбро, вмещающих основной объем руд Волковского месторождения.

Применимые к амфиболовым габбро термометры, основанные на содержании и распределении Al в амфиболе (Schmidt, 1992), а также распределении Al между амфиболом и плагиоклазом (Ферштатер, 1990; Holland, Blandy, 1994), позволили определить для лейкократовых разновидностей температуру кристаллизации, которая достигает  $1000^\circ C$  при давлении около 7 кбар, в то же время для меланократовых разновидностей оцененная температура достигает  $800^\circ C$  и давления около 6 кбар.

Объяснить такие особенности геологического строения массива возможно, если представить, что дифференциация в пределах интрузива была связана с ранней кристаллизацией высококальциевого плагиоклаза раньше большинства темноцветных минералов. В отличие от классических дифференцированных и расслоенных интрузивов в качестве интеркумулусного вещества в данном случае накапливались расплавы, из которых затем происходила кристаллизация темноцветных минералов. Теоретическая плотность плагиоклаза должна быть меньше плотности расплава, что исключает его гравитационное осаждение. Но в то же время формирование Серебрянского массива происходило в условиях островной дуги, где магматизм сочетается с тектоническими процессами, в отличие от типичных расслоенных интрузивов, формирующихся в условиях континен-

тальных рифтов. Предположительно, формирование магматического тела в динамических условиях могло стать причиной разделения кристаллической и жидкой (расплавной) составляющих.

Возможность кумулятивного накопления высококальциевого плагиоклаза была установлена при изучении лав и пирокластического материала вулкана Нисир (Эгейская дуга, Греция), где были встречены кумулятивные скопления разнообразного состава (Klaver et al., 2017), среди которых наиболее часто встречаются анортит-диопсид-амфиболовые с подчиненным количеством магнетита. Эти кумулятивные скопления формируются на глубинах около 10 км из слабо дифференцированных магм в водонасыщенных условиях.

Модель формирования магматических железо-титан-оксидных месторождений, разработанная Лауриэлем Вудруфом с соавторами (Woodruff et al., 2013), согласуется с предполагаемой последовательностью эволюции амфиболовых габбро Серебрянского камня. В соответствии с этой моделью, процесс образования месторождений происходит в несколько стадий. В течение первой стадии кристаллизуется плагиоклаз и Fe–Mg-силикаты в магматических камерах, развитых в основании литосферы. Во вторую стадию происходит плотностное разделение и диапирическая восходящая миграция обогащенных кристаллами плагиоклаза и железо-титановыми оксидами расплавов. Ассимиляция коры и дальнейшая кристаллизация во время подъема могут влиять как на фугитивность кислорода, так и на активность кремнезема в диапирической массе, приводя к двум возможным результатам. Первый приводит к кристаллизации ильменита как ранней ликвидусной фазы, во втором варианте происходит концентрирование Ti–Fe ± P в остаточные расплавы. При кристаллизации и накоплении ильменита в ранних ликвидусных условиях образуются массивные гемо-ильменитовые тела во вмещающем анортозите андезитового типа. Концентрирование Ti–Fe в остаточных расплавах приводит к появлению титаномагнетит+ильменит + апатитовых комплексов во вмещающем анортозите лабрадоритового типа и связанных с ним мафических породах (Woodruff et al., 2013).

Предложенная модель формирования рудовмещающих пород Серебрянского Камня является нетипичной при сравнении ее со стандартными трендами эволюции расплавов, однако практически во всех габбровых массивах Платиноносного пояса Урала в корневой части находятся анортитовые или битовнитовые лейкократовые габбро, сменяющиеся меланократовыми разновидностями в апикальных частях. Эта закономерность описана в работах О.К. Иванова (1997) и детально подтверждена при исследовании структуры Кумбинского массива на Северном Урале

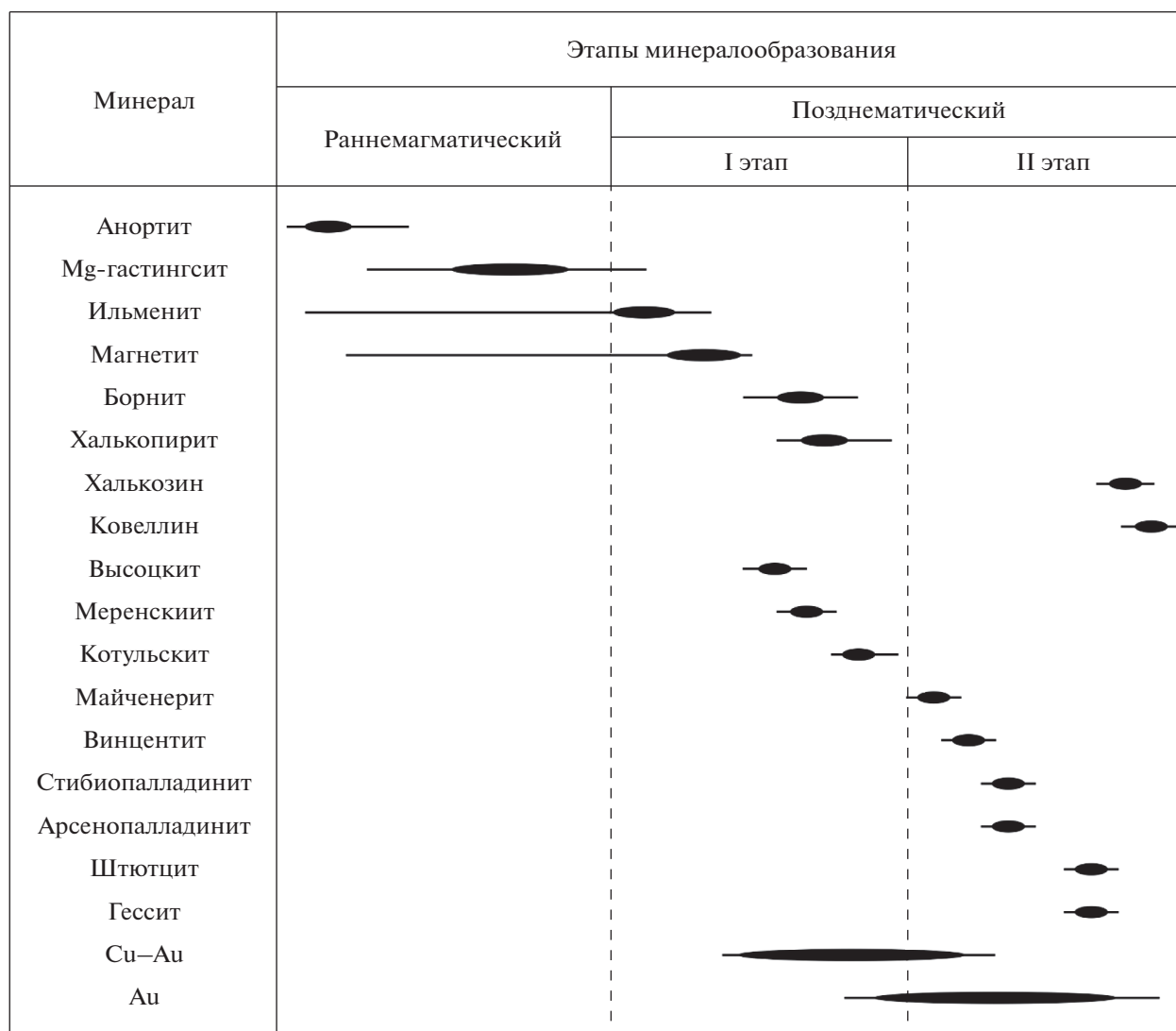
(Свешникова, 1961). В пользу предложенного происхождения габброидов свидетельствуют данные, полученные при детальном исследовании закономерностей распределения петрогенных элементов и элементов-примесей, заложенные в основу модели формирования магматических железотитан-оксидных месторождений (Woodruff et al., 2013), и изучение лав и пирокластического материала современных вулканов (Klaver et al., 2017).

#### *Этапы формирования ассоциации рудных минералов*

На ранних стадиях минералообразования титаномагнетит начинал образовываться совместно с силикатной составляющей, на что указывает нахождение идиоморфных кристаллов магнетита в силикатной матрице. Но большая часть этого минерала кристаллизовалась в позднемагматическую фазу формирования габбро, в пользу чего свидетельствует широкое распространение сидеронитовых структур в габбро. По экспериментальным данным (Toplis, Carroll, 1995), в ферробазальтовых системах при фугитивности кислорода ниже буфера QFM при 1100°C первым на ликвидусе из железо-титановых оксидов кристаллизуется ильменит. Именно такая последовательность прослеживается в изученных нами в амфиболовых габбро. Для оценки температуры и летучести кислорода при равновесии ильменит-титаномагнетит в распавшихся твердых растворах использован геотермометр Гиорсо (Ghiorso, 1997). По данным состава сосуществующих пар, распад оксидного твердого раствора происходил при температурах около 700–500°C и фугитивности кислорода, близкой к линии NNO-буфера, и находится на уровне  $\lg fO_2 = -16.5$ . После образования титаномагнетита в виде вкрапленности, занимающей интерстиции между более ранними силикатными минералами, был сформирован борнит. Впоследствии при понижении температуры произошло образование типичных структур распада твердых растворов халькопирита в борните и более позднее замещение борнита халькопиритом, описанное в экспериментальных работах (Sugaki, 1954; Durazzo, 1982; Wilkomirsky et al., 2020). По экспериментальным данным известно, что формирование первичного борнита может ожидать в расплаве при температурах около 600°C (Sugaki, 1954; Durazzo, 1982), а формирование структур распада твердого раствора халькопирита в борните описано при более низких температурах 150–300°C (Durazzo, 1982; Sugaki, 1954). Экспериментально подтверждено, что при температуре 300°C халькопирит замещается борнит-дигенитовым твердым раствором, из которого при низкотемпературном отжиге выделяются

ламели халькопирита. При этом установлено, что при наличии флюида распад борнит-дигенитового твердого раствора включает в себя две конкурирующие реакции: распад на борнит, дигенит, выделение халькопирита (Li et al., 2018). С другой точки зрения подтверждена возможность образования халькопирита и борнита путем замещения гематита в гидротермальных условиях при температурах 200–300°C (Zhao et al., 2014), что в целом не противоречит предложенной модели при формировании рудной минерализации на заключительных этапах эволюции рудно-магматической системы. Таким образом, кристаллизация титаномагнетита и сульфидов происходила в довольно широком температурном интервале в следующей последовательности: небольшая часть титаномагнетитовых зёрен начала кристаллизоваться совместно с силикатами и закончилась позднее силикатов в виде ксеноморфных зёрен с образованием сидеронитовых структур. Часть борнита кристаллизовалась совместно с титаномагнетитом, и первичные каплевидные формы индивидов борнита искажены и подчинены кристаллической структуре минерала-хозяина, захватившего капли расплава в период роста. Можно предположить, что наблюдаемые каплевидные агрегаты титаномагнетита и борнита, заключенные в порообразующие минералы габбро, — это закристаллизовавшиеся индивидуализированные капли рудного расплава (ликвата). Подобные явления описаны для волковских (Полтавец, 2011) и норильских руд (Генкин, 1968; Годлевский, 1968). Основная масса сульфидов занимает пространство между зёрнами силикатов, реже между зёрнами титаномагнетита, при обильной вкрапленности образуя сидеронитовую структуру.

Анализ взаимоотношений минералов благородных металлов в амфиболовых габбро Серебрянского камня, впервые описанных авторами, позволяет предположить, что наиболее ранними по отношению к медно-сульфидной ассоциации являются сульфиды Pd, обладая признаками более ранней их кристаллизации (фиг. 18). Позиция теллуридов и арсенотеллуридов палладия по отношению к сульфидам допускает их более позднюю кристаллизацию. Арсениды Pd и Pt слагают периферии минеральных агрегатов и отдельно взятых зёрен, нарастая при этом на сульфиды, теллуриды и арсенотеллуриды ЭПГ. Обнаруженные нами структуры распада твердого раствора котульскита в майченерите позволяют дать оценку температур образования благороднометалльной минерализации. По экспериментальным данным (Hoffman, MacLean, 1976) установлено, что при плавлении обогащенных Te разностей майченерита при температуре около 500°C выде-



Фиг. 18. Последовательность образования основных силикатных и рудных минералов в амфиболовых габбро Серебрянского Камня.

ляется висмут-содержащая разновидность котульскита.

Совокупность геохимических особенностей амфиболовых габбро, взаимоотношение рудных минералов, а также особенности их химического состава позволяют сделать заключение об определяющей роли флюидно-магматических процессов в формировании как пород, так и рудных тел Серебрянской ассоциации. Полученные при использовании геотермометров и геобарометров данные не противоречат этому выводу. Наиболее близкой, по мнению авторов, для изучаемого Серебрянского массива является ортомагматическая концепция, предложенная А.Ю. Полтавцем (2011) и А.С. Кашиным (1941) для генезиса руд Волковского месторождения.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В массиве Серебрянского камня в такситовых меланократовых разновидностях амфиболовых габбро выявлена минерализация медно-благороднометалльного типа, локализованная в линейных зонах, вытянутых согласно концентрическому строению массива.

Впервые для массива Серебрянского камня оценены масштабы проявления благороднометалльной минерализации. По результатам поисковых работ выявлены три перспективные зоны, в контурах которых определены среднее содержание Cu = 0.24% и суммарное содержание благородных металлов, составляющее 0.32 г/т. В выявленных аномальных участках подсчитаны прогнозные геохимические ресурсы: для меди

суммарно – 760.1 тыс. т; для суммы благородных металлов с преобладанием золота и палладия 97.1 т.

В работе представлены первые данные о самостоятельных минералах золота, серебра, платины и палладия из габбро Платиноносного пояса Урала. При помощи метода LA-ICP-MS подтверждено, что основные содержания благородных металлов в амфиболовых габбро Серебрянского массива связаны с собственными минералами.

На основании комплексного геологического, петрографического, минераграфического и онтогенетического анализа предложена модель формирования рудной минерализации, согласующаяся с ортомагматической концепцией, разработанной для Волковского месторождения. Предложенная модель может применяться при проведении поисковых работ, направленных на выявление медно-благороднометалльной минерализации. Установленная для рудовмещающих пород геохимическая специализация позволяет рассматривать изучаемые породы как “водный” аналог “сухих” оливиновых габбро, вмещающих основной объем руд Волковского месторождения.

Результаты проведенных работ дают основания прогнозировать в пределах Серебрянского массива комплексное медно-благороднометалльное месторождение с низкими концентрациями полезных компонентов, но со значительными ресурсами руды. Вследствие того, что медно-благороднометалльная минерализация в амфиболовых габбро Серебрянского камня имеет магматическую природу, другие массивы с комплексами амфиболовых габбро, широко развитые в пределах Платиноносного пояса Урала, могут быть расценены как потенциально перспективные на выявление месторождений такого типа.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне благодарны рецензентам за внимательное и критичное прочтение рукописи. Замечания анонимного рецензента и д-г. м.н. Н.Д. Толстых, несомненно, позволили улучшить качество работы.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Полевые исследовательские работы и аналитические исследования проведены при поддержке гранта Российского научного фонда проект № 20-77-00073.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

*Аникина Е.В., Алексеев А.В.* Минералого-геохимическая характеристика золото-палладиевого оруденения в Волковском габбро-диоритовом массиве (Платиноносный пояс Урала) // Литосфера. 2010. № 5. С. 75–100.

*Аникина Е.В., Заккарини Ф., Кнауф В.В., Русин И.А., Пушкарев Е.В., Гарути Дж.* Минералы палладия и зо-

лота в рудах Баронского рудопроявления (Волковский габбро-диоритовый массив) // Вестник Уральского отделения Российского минералогического общества. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 5–25.

*Волченко Ю.А., Неустоева И.И., Нестерова С.И.* Генетическая природа закономерностей распределения благородных и цветных металлов в медных рудах Чиней: геотехнологические следствия // Геоэкология и природные ресурсы бассейна верхнего Амура: проблемы изучения и освоения: Тез. докл. междунар. конф. Издательство ЧИПР СО АН СССР, Чита. 1991. С. 152–155.

*Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К.* Малосульфидное платинометалльное оруденение в ультрамафитах Волковского массива (Средний Урал) // Ежегодник-1995. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1996. С. 135–140.

*Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Нестерова С.И.* Сравнительная характеристика платиноносности ферроклинопироксенитовых комплексов Уральского подвижного пояса // Ежегодник-2008. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 209–216.

*Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В.* Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 319 с.

*Генкин А.Д.* Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука, 1968. 106 с

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-40-VI (Кытлым). Объяснительная записка. Под ред. *В.В. Шалагинова* СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. 213 с.

Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. Под ред. *Е.А. Киселева*. М.: ФГБУ “ВИМС”, 2019. 424 с.

*Годлевский М.Н.* Магматические месторождения // Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968. С. 7–83.

*Гонгальский Б.И., Криволицкая Н.А.* Чинейский расчлененный плутон. Новосибирск: ВО “Наука”. Сибирская издательская фирма, 1993. 184 с.

*Ерохин Ю.В., Хиллер Д.В., Готтман И.А.* Цианотрихит и брошантит на отвалах медно-сульфидных рудопроявлений Серебрянского камня (Кытлымский массив, Северный Урал) // Минералогия техногенеза-2017. Миасс: ИМинУрО РАН, 2017. С. 53–59.

*Ефимов А.А.* Платино-палладиевое медно-титаномагнетитовое оруденение в габбро Серебрянского камня // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 112–115.

*Ефимов А.А.* Итоги столетнего изучения Платиноносного пояса Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.

*Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

*Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Волченко Ю.А.* О платиноносности медносульфидных руд Серебрянского камня (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник-2002. С. 219–222.

*Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С.* Новые U-Pb данные по цирконам плагиогранитов Кытлымского мас-

- сива: изотопный возраст поздних событий в истории Платиноносного пояса Урала // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
- Жилин И.В.* Au + Pt + Pd специализация апатит + титаномагнетитовых руд Суроямского щелочно + ультраосновного массива (Западный склон Урала) // Металлогения древних и современных океанов. Условия рудообразования: Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 214–217.
- Жилин И.В., Пучков В.Н.* Геология и рудоносность Нязепетровской зоны (Средний Урал). Уфа: ООО ДизайнПолиграфСервис, 2009. 184 с.
- Заварицкий А.Н.* О классификации магматических рудных месторождений. Л.: Геол. ком., 1926. 14 с.
- Золов К.К., Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Малахов И.А., Мардиросьян А.Н., Хрыпов В.Н.* Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ДПР по Уральскому округу, ОАО УГСЭ, ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 199 с.
- Иванов О.К.* Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: (Минералогия, петрология, генезис). Екатеринбург: Изд-во: Урал. ун-та, 1997. 488 с.
- Кашин С.А.* Проблема медных вкрапленных руд на Урале, связанных с габброидами // Советская геология. 1941. № 2. С. 63–68.
- Колман Р.Г.* Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
- Корнеев А.В., Вихко А.С., Фатов Н.В., Иващенко В.И.* Месторождение Викша – первый крупный промышленно-перспективный платинометалльный рудный объект на территории Карелии // Горный журнал. 2019. № 3. С. 31–34
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю.* Благороднометалльная минерализация, рудоконцентрирующие минералы Серебрянского камня // Новое в познании процессов рудообразования: VII Российская молодежная научно-практическая Школа. М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 263–267.
- Михайлов В.В., Степанов С.Ю., Ханин Д.А.* Минералого-петрографическая характеристика оруденения Серебрянского камня // Материалы Уральской минералогической школы – 2018. С. 113–115.
- Молошаг В.П., Коробейников А.Ф.* Новые данные о платиноидной минерализации медно-железо-ванадиевых руд // Магматические и метаморфические образования Урала и их металлогения. Екатеринбург: УрО РАН, 2000. С. 90–101.
- Мочалов А.Г., Толкачев М.Д., Полеховский Ю.С., Горячева Е.М.* Бортниковит – новый минерал из уникального россыпного месторождения Кондер (Хабаровский край, Россия) // Геология руд. месторождений. 2007. Т. 49. № 4. С. 357–366.
- Налдретт А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. Санкт-Петербург: СПбГУ, 2003. 487 с.
- Перельман А.И.* Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 520 с.
- Петров Г.А., Пушкарев Е.В., Ронкин Ю.Л., Тристан Н.И.* Новые данные о составе и возрасте метаморфического обрамления Кытлымского дунит-клинопироксенит-тылаит-габбрового массива (Средний Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Тезисы докладов XI Всероссийского петрографического совещания. Екатеринбург. Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2010. Т. 2. С. 123–124.
- Полтавец Ю.А., Полтавец З.И., Нечкин Г.С. и др.* Волковское месторождение титаномагнетитовых и медно-титаномагнетитовых руд с сопутствующей благороднометалльной минерализацией (Средний Урал, Россия) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 2. С. 143–157.
- Попов В.С., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
- Савельев Д.Е., Блинов И.А.* Благороднометалльная минерализация в апатит-титаномагнетитовых рудах Суроямского массива (Средний Урал) // Георесурсы. 2020. Т. 22. № 4. С. 98–100. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.4.98-100>
- Свешникова Е.В.* Структура Кумбинского габброидного массива Северный Урал // Тр. ИГЕМ, 1961. Т. 41. С. 49–66.
- Ферштатер Г.Б.* Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3 С. 328–335.
- Ферштатер Г.Б.* Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. и др.* Новые данные по геохимии Платиноносного Пояса Урала: вклад в понимание петрогенезиса // Геохимия. 1999. № 4. С. 352–370.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* Recycling of continental crust into mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.
- Donna L.W., Bernard W.E.* Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.
- Durazzo A., Taylor L.* Experimental exsolution textures in the system bornite-chalcopyrite: Genetic implications concerning natural ores. Mineral. Deposita. 1982. V. 17. P. 79–97. <https://doi.org/10.1007/BF00206377>
- Ghiorso M.S.* Thermodynamic analysis of the effect of magnetic ordering on miscibility gaps in the FeTi cubic and rhombohedral oxide minerals and FeTi oxide geothermometer // Phys. Chem. Mineral. 1997. V. 25. P. 328–352.
- Huminicki M., Sylvester P., Lastra R., Cabri L., Evans-Lamswood D., Wilton D.* First report of platinum-group minerals from a hornblende gabbro dyke in the vicinity of the Southeast Extension Zone of the Voisey's Bay Ni-Cu-Co deposit, Labrador // Mineral. Petrol. 2008. V. 92. P. 129–164.
- Holland T., Blundy J.* Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contr. Mineral. Petrol. 1994. 116. P. 433–447.
- Hoffman E.L., MacLean W.H.* Phase relations of michenerite and merenskyite in the Pd-Bi-Te system // Econ. Geol. 1976. V. 71. P. 1461–1468. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.71.7.1461>
- Irber W.* The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu\*, Sr/Eu, Y/Ho, and Zr/Hf of evolving per-

- aluminous granite suites // *Geochim Cosmochim Acta*. 1999. V. 63. № 3/4. P. 489–508.
- Klaver M., Matveev S., Berndt J., Lissenberg C.J., Vroon P.Z.* A mineral and cumulate perspective to magma differentiation at Nisyros volcano, Aegean arc // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2017. V. 172. P. 1–23.
- Li K., Brugger J., Pring A.* Exsolution of chalcopyrite from bornite-digenite solid solution: an example of a fluid-driven back-replacement reaction // *Mineral. Deposita*. 2018 V. 53. P. 903–908.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-018-0820-6>
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Nixon G.T., Manor M.J., Scoates J.S.* Cu-PGE-sulphide mineralization in the Tulameen Alaskan type complex: analogue for Cu-PGE reefs in layered complexes? *Br Columbia Geol Surv Geofile*, 2018. P. 2.
- Pushkarev E., Gottman I., Travin A., Yudin D.* Time of termination of ultramafic magmatism in the Ural Platinum Belt // *Dokl. Earth Sci.* 2020. 490. P. 87–91.  
<https://doi.org/10.1134/S1028334X20020130>
- Schmidt M.W.* Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
- Sugaki A.* Thermal studies on bornite in melted sulphur // *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists*. 1954. 38. P. 187–197.
- Toplis M.R., Carroll M.R.* An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibrium in ferrobaltic systems // *J. Petrol.* 1995. V. 36. № 50. P. 1137–1169.
- Wilkomirsky I., Parra R., Parada L. F., Balladares E., Seguel E., Etcheverry J., Díaz R.* Thermodynamic and kinetic mechanisms of bornite/chalcopyrite/magnetite formation during partial roasting of high-arsenic copper concentrates // *Metallurgical and Materials Transactions B*. 2020. V. 51. P. 1540–1551.  
<https://doi.org/10.1007/s11663-020-01870-4>
- Woodruff L.G., Nicholson S.W., Fey D.L.* A deposit model for magmatic iron-titanium-oxide deposits related to Proterozoic massif anorthosite plutonic suites: U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2010–5070–K. 2013. 47 p.
- Zhao J., Brugger J., Chen G., Ngothai Y., Pring A.* Experimental study of the formation of chalcopyrite and bornite via the sulfidation of hematite: Mineral replacements with a large volume increase // *Amer. Mineral.* 2014. V. 99. P. 343–354.  
<https://doi.org/10.2138/am.2014.4628>



УДК 553.9+553.21

## УСЛОВИЯ И МЕХАНИЗМЫ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-ОКСИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ПРИ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВА В ПРОМЕЖУТОЧНОЙ КАМЕРЕ (НА ПРИМЕРЕ ИНТРУЗИИ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА)

© 2021 г. С. Г. Ковалев<sup>а</sup>, \*, С. С. Ковалев<sup>а</sup>

<sup>а</sup>Институт геологии Уфимского Федерального Исследовательского Центра РАН,  
ул. Карла Маркса, 16/2, Уфа, Башкортостан, 450077 Россия

\*e-mail: kovalev@ufaras.ru

Поступила в редакцию 30.04.2021 г.

После доработки 15.06.2021 г.

Принята к публикации 13.07.2021 г.

В статье приводятся материалы по геологии, геохимии и минералогии дифференцированного тела мисаелгинского комплекса, расположенного в тараташском метаморфическом комплексе на западном склоне Южного Урала. В результате проведенных исследований установлено, что распределение платиноидов (ЭПГ) и золота по разрезу дифференцированного тела подчеркивает его асимметричное строение. Сравнительный анализ нормализованных содержаний благородных металлов в породах комплекса и пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы показал, что породам присущи общие тенденции, а именно – преобладание Pd над Pt и “родиевая аномалия”. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах комплекса характеризуется их “инертным” поведением при внутрикамерной дифференциации расплава. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав резко обогащается всей группой РЗЭ. Детальный минералогический анализ силикатов и алюмосиликатов позволил рассчитать *PT*-параметры их кристаллизации: интрателлурический оливин – 1472°C, оливин основной массы пород 1050–1183°C, пироксены – 1071–1073°C, амфибол –  $T = 950–1045^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.0–7.4$  кбар. Вариации химического состава основных породообразующих минералов и внутреннее строение дифференцированного тела удовлетворительно описываются моделью фракционной кристаллизации при реализации механизма направленной кристаллизации с гравитационным осаждением оливина, оливина + клинопироксена и рудных минералов ранней генерации на начальных стадиях процесса становления массива.

Показано, что обобщенный процесс формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере заключается в кристаллизации сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава; кристаллизации *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Сг–Mg-ильменита, а также эволюции состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей. На заключительной стадии реализуется процесс распада Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом сосуществующих фаз.

**Ключевые слова:** Южный Урал, магматическая дифференциация, фракционная кристаллизация, платиноиды, силикатные минералы, сульфидная минерализация, Fe–Ti-минерализация

**DOI:** 10.31857/S0016777021060034

### ВВЕДЕНИЕ

Процессы дифференциации вещества при формировании магматических пород основного-ультраосновного состава изучаются уже около 100 лет, со времени новаторской работы Боуэна (Bowen, 1928), классических исследований Л.П. Уэйджера и Г. Брауна (Уэйджер, Браун, 1970) и других. Количественное физико-химическое изучение магматических процессов началось с экспериментальных исследований бинарных и тройных силикатных систем с ограниченным на-

бором компонентов. Интерпретация равновесий с участием природных расплавов проводилась, главным образом, посредством проекций составов магм на диаграммы состояния упрощенных систем. Усовершенствованные в последние годы лабораторно-экспериментальная и аналитическая базы позволили существенно изменить методы изучения вещества, что выразилось в “лавинообразном” количестве публикаций, посвященных экспериментам по плавлению и кристаллизации

горных пород при различных *PT*-параметрах и с различным количеством компонентов.

Во второй половине XX и начале XXI века были разработаны многочисленные модели, рассчитывающие температуры кристаллизации силикатных минералов, порядок их выделения и поведение остаточного расплава (Roedder, Emslie, 1970; Nathan, Vankirk, 1978; Nielsen, 1985, 1988; Арискин и др., 1986; Ariskin et al., 1993; Френкель и др., 1988; Beattie, 1993; Арискин, Бармина, 2000 и многие другие). Дальнейшее развитие моделей было направлено на поведение микроэлементов и изотопных отношений в магматических системах при частичном плавлении, фракционной кристаллизации, смешивании магматических расплавов, контаминации корового материала в сочетании с фракционной кристаллизацией (DePaolo, 1981; Powell, 1984; Aitchison, Forrest, 1994; Bohrsen, Spera, 2001; Spera, Bohrsen, 2001, 2002, 2004; Бычков, Коптев-Дворников, 2005).

Несмотря на большое количество публикаций, посвященных дифференциации вещества при формировании магматических пород, многие проблемы, связанные с процессом минералообразования при становлении интрузивных тел, и сегодня остаются остро дискуссионными. Целью данной работы является на основе авторского материала воссоздать условия и механизмы формирования сульфидно-оксидной минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере на примере интрузивных тел мисаелгинского комплекса, расположенных на западном склоне Южного Урала.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Мисаелгинский комплекс представлен двумя дифференцированными феррогаббро-долерит-пикритовыми телами, выявленными в юго-западной части Тараташского метаморфического комплекса (Алексеев, 1984; Ковалев, 1996). Интрузивные массивы образуют пологопадающие на запад тела мощностью 45 и более 216 м (фиг. 1). В их сложении участвуют: оливиновые долериты, порфиroidные пикродолериты (обе разновидности в подчиненных количествах в эндоконтактных зонах), среднезернистые пикриты и пикродолериты, габбро-долериты и феррогаббро-долериты. При проведении детального петрографического изучения в крупном интрузиве выделены следующие горизонты (снизу вверх): нижняя эндоконтактная зона мощностью около 2 м, пикритовый горизонт – 110–112 м и габбровый горизонт – 100–110 м.

Нижняя эндоконтактная зона сложена оливиновыми долеритами и порфиroidными пикродолеритами. По внешнему облику это темно-зеленые (до черных) породы со среднезернистой порфиroidной структурой и массивной тексту-

рой. Минеральный состав включает: оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, бурую роговую обманку, биотит, магнетит, титаномагнетит, ильменит, сульфиды, апатит, титанит.

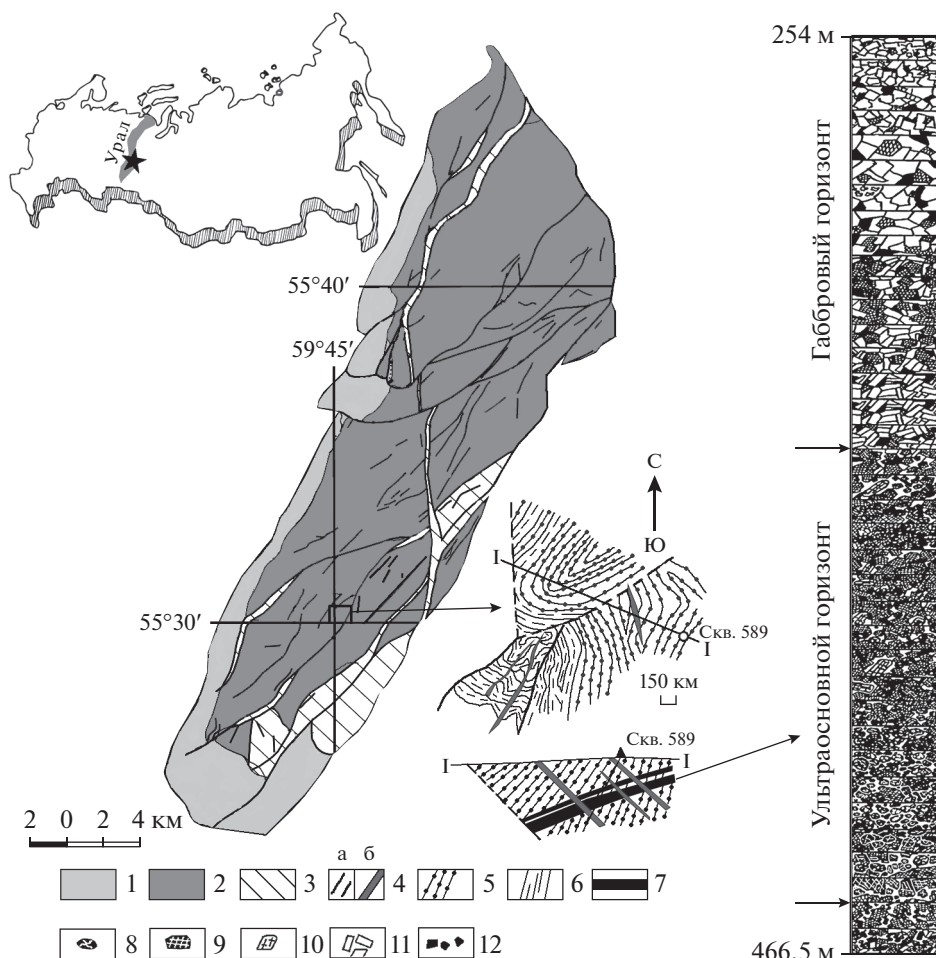
Пикритовый горизонт представлен темно-серыми массивными, среднезернистыми пикритами, микроструктурные особенности и минеральный состав которых изменяются (постепенно) в зависимости от местоположения в разрезе. Для нижней части характерны пойкилитовые структуры, в которых часто присутствуют скопления оливина, образующие гломеропорфирные выделения (фиг. 2в, г). Далее вверх по разрезу структуры переходят в гипидиоморфнозернистые с элементами порфиroidных. В качестве порфиroidных вкрапленников выступают кристаллы ортопироксена. Изменение минерального состава снизу вверх по разрезу заключается в закономерном уменьшении количества оливина и ортопироксена. В сложении пород участвуют оливин, ортопироксен, клинопироксен, плагиоклаз, биотит, магнетит, ильменит (пикроильменит), хромшпинелид (хроммагнетит), халькопирит, пирротин, пентландит. Ассоциация вторичных минералов состоит из актинолита, серпентина, талька, хлорита, серицита, карбоната, а также тонкодисперсного магнетита.

Габбровый горизонт сложен типичными габбро, феррогаббро-долеритами, их более лейкократовыми разновидностями до жильных плагиогранитов (фиг. 2а, б). Структура пород меняется от порфиroidной до офитовой, гипидиоморфнозернистой – габбровой (в прожилковых плагиогранитах – гипидиоморфнозернистая, гранитовая). Минеральный состав включает клинопироксен, плагиоклаз, роговую обманку, биотит, магнетит, титаномагнетит, сульфиды (при преобладании пирита). Ассоциация вторичных минералов представлена амфиболом (зеленая роговая обманка, актинолит), альбитом, серицитом, эпидотом, хлоритом, тальком, сфеном, магнетитом и лейкоксеном.

В верхних частях изученного тела присутствует прожилок плагиогранитного состава, который является наиболее кислым дериватом магмы, сформировавшей интрузив. Мощность прожилка 5–10 см, он сложен плагиоклазом № 4–46 в количестве до 40–60%, серицитом, магнетитом и апатитом.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Минералы были изучены на растровом электронном микроскопе РЭММА-202М с рентгеновским энерго-дисперсионным спектрометром LZ-5 (SiLi детектор, разрешение 140 eV) и детекторами вторичных (SE) и отраженных (COOMPO) электронов в Институте минералогии УрО РАН

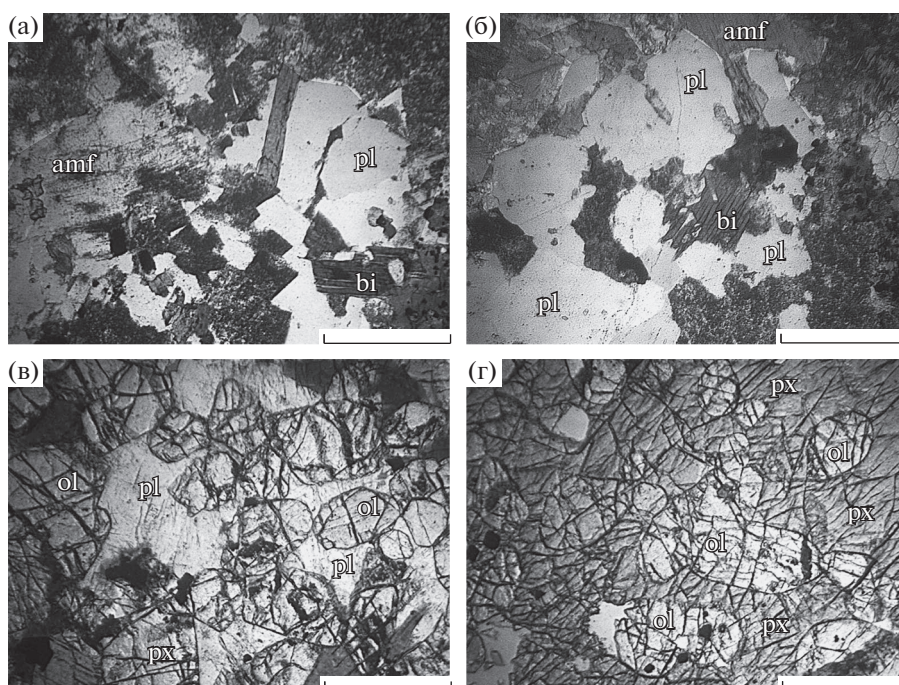


**Фиг. 1.** Геологическая схема тараташского комплекса и участка “Магнитный” с нижним дифференцированным телом мисаелгинского комплекса. 1 – отложения айской свиты ( $RF_1$ ); 2 – архей-протерозойские отложения нерасчлененные; 3 – тектонические зоны с blastsмилонитами; 4 – разновозрастные дайки базитов; 5 – мигматиты; 6 – гранат-биотитовые гнейсы; 7 – расслоенные тела мисаелгинского комплекса; 8 – оливин; 9 – клинопироксен; 10 – ортопироксен; 11 – плагиоклаз; 12 – рудный минерал.

(г. Миасс, аналитик В.А. Котляров). При проведении количественного анализа в точке применялось ускоряющее напряжение 20–30 кV при токах зонда от 4 до 6 нА. При анализе состава минералов использовались стандарты чистых металлов (Micro-Analysis Consultants LT, LTD, X-RAY Microprobe standards, Registered Standard Number 1362) или стандарты синтетических (или природных) минералов (Astimex Scientific Limited, MINM 25-53, Mineral Mount Serial N0:01-044).

Определение в образцах концентраций петрогенных оксидов и  $S_{\text{общ}}$  выполнено рентгенофлуоресцентным методом в ИГ УФИЦ РАН (г. Уфа) на спектрометре VRA-30 (“Карл Цейсс”, Германия) с использованием рентгеновской трубки с W-анодом (30 кВ, 40 мА). Пределы обнаружения для  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$  составляли 0.1% (здесь и далее элементы в мас. %),  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MnO$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $P_2O_5$  и  $S_{\text{общ}}$  – 0.01%,  $MgO$  – 0.2%.

Концентрации редких и рассеянных элементов (Li, Be, Sc, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, РЗЭ, Hf, Ta, W, Tl, Pb, Bi, Th, U) определены методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Переведение проб в раствор осуществлялось или сплавлением с метабором лития и растворением сплава в азотной кислоте, или разложением с использованием концентрированных азотной, плавиковой и хлорной кислот. Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью  $P = 0.95$  получение результатов анализа с погрешностью, не превышающей значений, приведенных в ОСТ 41-08-214-04 для III категории точности. Расширенная неопределенность (extended uncertainty ( $k = 2$ )) не превышает заданной по формуле Horwitz для лабораторий чистой геохимии по результатам регулярного участия лаборатории в международной программе Geoanalytical



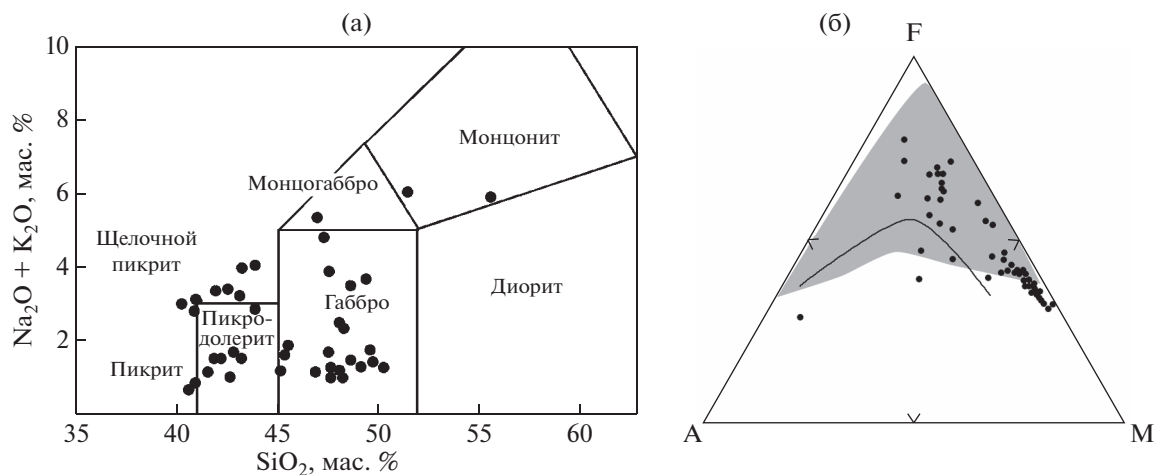
Фиг. 2. Микрофотографии пород мисаелгинского комплекса. а, б — габбро-долериты; в, г — пикриты. ol — оливин; px — пироксен; pl — плагиоклаз; amf — амфибол; bi — биотит.

proficiency testing (GeoPT). Анализ подготовленных растворов проводили на приборах ELAN-6100 DRC и Agilent 7700 с использованием компьютерной программы обработки данных TOTALQUANT, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов.

Количественное определение содержания благородных металлов (Au, Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) проведено в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Переведение проб в раствор осуществлялось посредством их разложения смесью концентрированных кислот (плавиковой, серной, фосфорной и щавелевой), сплавления остатка с пероксидом натрия, растворения сплава в хлороводородной кислоте с последующим анализом растворов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой. Диапазоны концентраций элементов, определяемых в соответствии с данной методикой, соответствуют:

№ п/п	Элемент	Диапазон, мг/кг	
		минимум	максимум
1	Au	0.002	50
2	Pt	0.002	10
3	Pd	0.002	50
4	Rh	0.002	5.0
5	Ru	0.002	2.0
6	Ir	0.002	1.0

Методика выполнения измерений обеспечивает с вероятностью  $P = 0.95$  получение результатов анализа с точностью, соответствующей III категории по ОСТ 41-08-212-04. Способ разложения проб основан на частичном неокислительном разрушении пробы смесью кислот, промывании, высушивании и озолении остатка, сплавлении его с пероксидом натрия и растворении сплава в хлороводородной кислоте. Принципы, заложенные в основу данной методики, обеспечивают ее универсальность по отношению к пробам различного состава. Анализ подготовленных растворов проводили на приборе AGILENT 7700x фирмы Agilent Technologies (США), с использованием компьютерной программы обработки данных количественного анализа, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-спектральные аналитические линии определяемых элементов. Данный метод предусматривает автоматическое построение градуировочных графиков по калибровочным растворам в интервале концентраций элементов 0.1–100 мкг/дм<sup>3</sup>. Количественное содержание каждого элемента вычисляется автоматически путем сравнения сигналов элементов (масс-спектров) рабочей пробы и калибровочной смеси.



Фиг. 3. Диаграммы  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  и AFM для пород мисаелгинского комплекса. Серая заливка на диаграмме AFM – поле пород кусинско-копанского комплекса по (Алексеев и др., 2000).

### ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Петрогеохимическая характеристика пород мисаелгинского комплекса свидетельствует об их принадлежности к интрузивам базит-гипербазитового состава со специфичными особенностями, которые присущи этому типу магматизма в регионе. Для сравнительного анализа здесь используются данные по расслоенному Кусинско-Копанскому комплексу с титан-железо-ванадиевым оруденением, который представляет собой одну из наиболее известных и относительно хорошо изученных ассоциаций интрузивных пород Башкирского мегантиклинория. В настоящее время Кусинско-Копанский комплекс рассматривается как типичная платформенная стратиформная интрузия, комагматичная ранне-среднерифейской риолит-базальтовой формации (Алексеев и др., 2000). Массивы комплекса имеют неоднородное внутреннее строение. Характерная их особенность – полосчатость, стратифицированность, заключающаяся в чередовании в разрезе “слоев” базитов переменной мощности, различного состава, зернистости, структуры и текстуры. Полосчатое строение массивов усиливается переменным содержанием рудных минералов в породах и наличием согласных с общей полосчатостью пластов вкрапленных и сплошных титаномагнетитовых руд. В висячем боку интрузий залегают микропегматитовые граниты (Рябиновская интрузия), отделенные от габброидов переходной зоной гибридных габбро-диоритов и диоритов (Алексеев и др., 2000).

На диаграмме  $\text{SiO}_2$ – $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$  (фиг. 3а) фигуративные точки пород мисаелгинского комплекса располагаются в полях от пикрита до мон-

цонита. В целом породы относятся к недосыщенному и ненасыщенному ( $Q =$  от  $-2.7$  до  $-18.3$ , достигая в пикритах значения  $-25.5$ ) кремнеземом классу меланократовых и голомеланократовых ( $v = 25.5-50$ ) разностей нормального ряда магматических пород по классификации А.Н. Заварицкого.

На диаграмме AFM (фиг. 3б) точки составов пород располагаются в поле толеитов и соответствуют “феннеровской” направленности дифференциации расплава, что близко к процессу, сформировавшему породы наиболее известного на Урале расслоенного кусинско-копанского комплекса с титаномагнетитовым и ильменитовым оруденением.

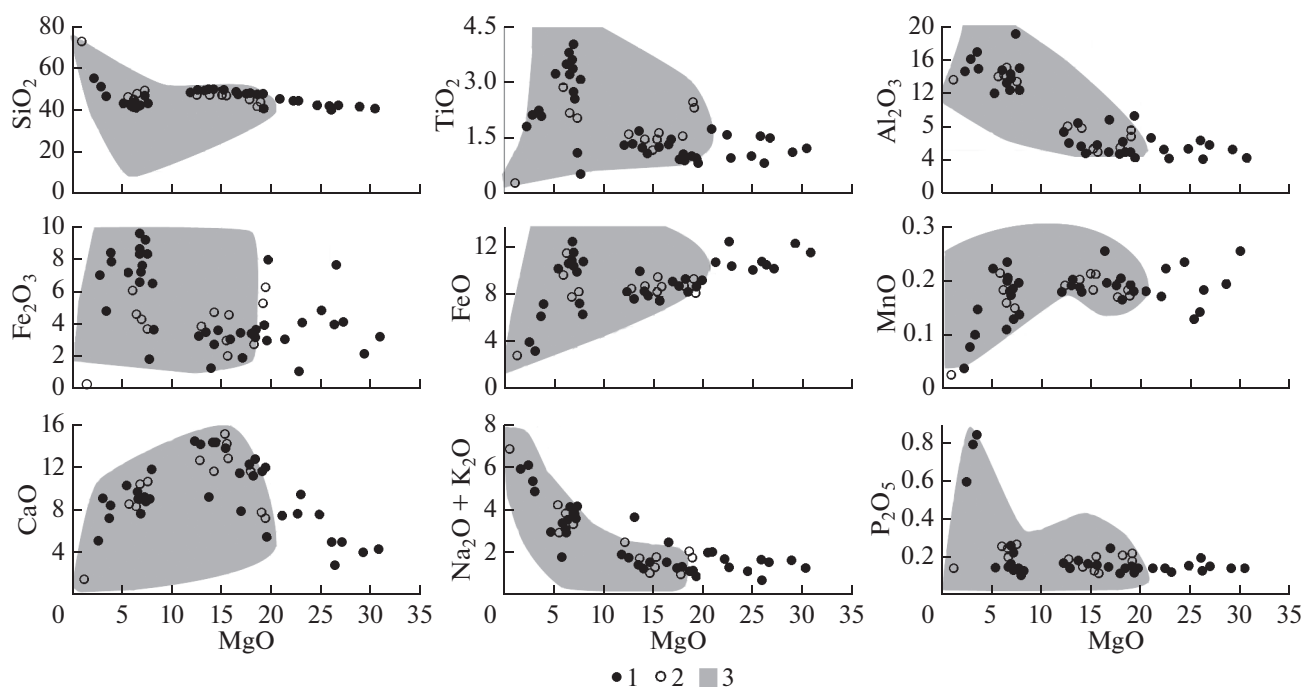
На серии вариационных диаграмм (фиг. 4) отчетливо проявляются особенности дифференциации расплава, сформировавшего комплекс, и когерентность полученных данных с материалами по кусинско-копанскому комплексу. Анализ представленного материала свидетельствует:

- наблюдается практически полное совпадение конфигурации графиков на диаграммах  $\text{SiO}_2$ – $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ – $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$ – $\text{MgO}$ , на которых в интервале содержаний  $\text{MgO}$  5–10% количество кремнезема уменьшается, а окиси титана, алюминия и закиси железа резко возрастает;

- на графиках  $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ – $\text{MgO}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ – $\text{MgO}$  распределение фигуративных точек содержаний суммы щелочей и фосфора в породах мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов идентично;

- фиксируется близкий характер распределения основных петрогенных окислов в верхнем и нижнем телах мисаелгинского комплекса.

Распределение элементов-примесей по разрезу дифференцированного тела (фиг. 5а) подчер-

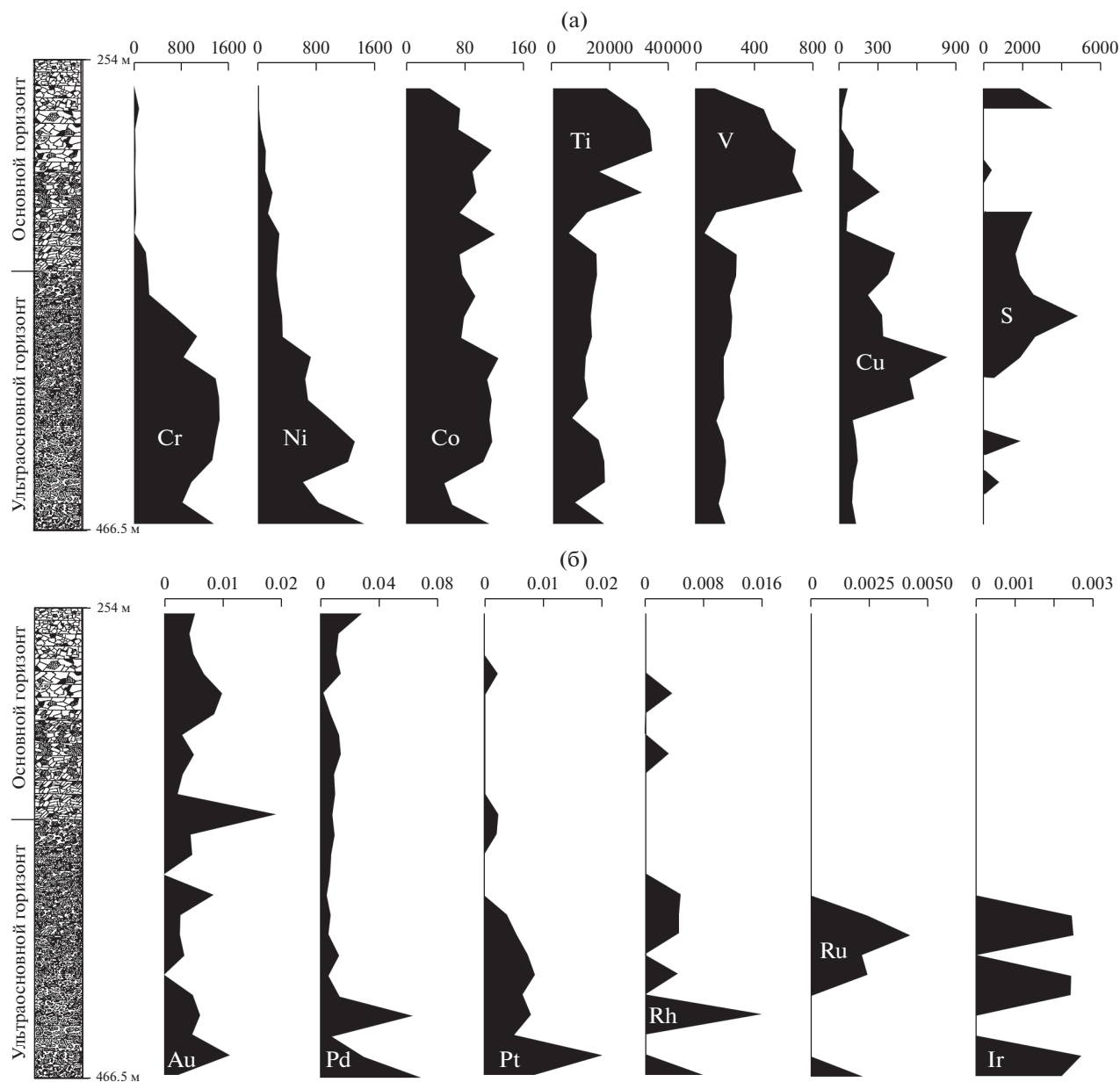


Фиг. 4. Вариационные диаграммы для пород мисаелгинского и кусинско-копанского комплексов. 1 – нижнее тело; 2 – верхнее тело; 3 – поле пород кусинско-копанского комплекса по (Алексеев и др., 2000).

кивает особенности его строения, минералогическое выражение которого описано ниже. Содержания хрома и никеля характеризуются четко проявленной асимметрией. Максимальное их количество приурочено к нижнему горизонту, а остальная часть разреза обеднена этими элементами (средние значения, в г/т: Cr-габбро – 23, пикродолериты – 778, пикриты – 1396, среднее по телу – 622; Ni – 95, 565, 1189 и 501 соответственно). Концентраторами и носителями хрома и никеля в дифференцированных интрузиях являются наиболее высокотемпературные оксиды и силикатные минералы. Конфигурация графиков распределения Cr и Ni в пикритовом горизонте свидетельствует о близко одновременной кристаллизации оливина и хроммагнетита. Картина распределения титана и ванадия диаметрально противоположна (фиг. 5а). Максимальные количества этих элементов сосредоточены в габбровом горизонте (средние значения, в г/т: Ti-габбро – 25 133, пикродолериты – 12745, пикриты – 13 162, среднее по телу – 16744; V – 474, 206, 181 и 288 соответственно), что хорошо выражено в минеральном составе (см. ниже). Распределение кобальта по разрезу тела более равномерно (фиг. 5а) (средние значения, в г/т: габбро – 78, пикриты – 101.5, среднее по телу – 90), что обусловлено преимущественным входением этого элемента в качестве примесного компонента в клинопироксен и магнетит. Большая часть меди концентрируется в пикритовом горизонте (средние значения, в г/т:

габбро – 93.7, пикриты – 344, среднее по телу – 251.7), и ее содержания неплохо коррелируют с количеством серы (фиг. 5а). В минеральном составе это выражается в наличии сульфидной минерализации, детально охарактеризованной ниже.

Распределение платиноидов (ЭПГ) и золота по разрезу дифференцированного тела также подчеркивает его асимметричное строение. Как видно из анализа диаграмм (фиг. 5б), члены тугоплавкой триады – Ir (среднее содержание – 0.0016 г/т) и Ru (среднее содержание – 0.0014 г/т) концентрируются в низах пикритового горизонта. При этом значимых содержаний Ir и Ru в габброидах не установлено. Картина распределения Pt и Rh также характеризуется приуроченностью максимальных содержаний этих элементов (0.02 и 0.016 г/т соответственно) к низам пикритового горизонта, но значимые количества установлены и в габброидах. Pd и Au присутствуют во всех разновидностях пород с характерными особенностями, присущими каждому из элементов. В частности, в распределении палладия фиксируются два максимума, один из которых располагается в низах пикритового горизонта (0.063–0.069 г/т), а второй – в верхней части габброидов (0.029 г/т). Распределение золота несколько сложнее. Максимумы содержаний приурочены к пикритам (0.011 г/т), габброидам (0.0098 г/т) и границе между ними (0.019 г/т). Индикаторные отношения благородных металлов, с одной стороны, подвержены зна-



Фиг. 5. Распределение элементов-примесей (а), платиноидов и золота (б) по разрезу нижнего тела мисаелгинского комплекса. Элементы в г/т.

чительным колебаниям, с другой — подчеркивают дифференцированность расплава, сформировавшего породы комплекса. Так Pt/Pd варьирует в широких пределах (от 0.12 до 3.0, среднее — 0.41), Pd/Ir, рассчитанное только для пород пикритового горизонта, изменяется от 2.2 до 31.36 (среднее — 9.27), а  $\Sigma$ ЭПГ/Au варьирует от 0.52 до 35.84 при среднем значении 5.07 (табл. 1).

Сравнительный анализ нормализованных содержаний благородных металлов в породах мисаелгинского комплекса и пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (фиг. 6а) пока-

зывает, что для обеих разновидностей в целом присущи общие тенденции, а именно, преобладание палладия над платиной и “родиевая аномалия”, генетическая природа которой была объяснена нами ранее (Ковалев и др., 2016, 2018). Особенности благороднометальной геохимической специализации пород мисаелгинского комплекса выявляются при сравнении их с нормализованными содержаниями элементов в “эталонных” породах, а также кусинско-копанском комплексе и норильских рудоносных интрузиях (фиг. 6б). Как видно из диаграмм, для пород мисаелгинского комплекса характерны повышенные количе-

**Таблица 1.** Содержания благородных металлов в породах мисаелгинского комплекса (г/т)

№ п/п	№ обр.	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd	Au	Pt/Pd	Pd/Ir	ΣPGE/Au
1	A-11602	—	—	0.0084	0.0036	0.0022	0.0065	1.63	—	2.18
2	A-11602/2	—	—	0.0056	—	—	0.0032	—	—	1.75
3	A-11608	—	—	0.012	0.027	0.009	0.015	3.0	—	3.2
4	A-11615	—	—	—	—	0.029	0.0052	—	—	5.57
5	A-11617	—	—	—	—	0.013	0.0043	—	—	3.02
6	A-11618	—	—	—	—	0.011	0.0049	—	—	2.24
7	A-11624	—	—	0	0.0021	0.014	0.0067	0.15	—	2.40
8	A-11625	—	—	0.0035	—	0.0029	0.0098	—	—	0.65
9	A-11629	—	—	—	—	0.0071	0.0085	—	—	0.83
10	A-11631	—	—	—	—	0.013	0.003	—	—	4.33
11	A-11632	—	—	0.0031	—	0.014	0.005	—	—	3.42
12	A-11633	—	—	—	—	0.0093	0.0032	—	—	2.91
13	A-11635	—	—	—	—	0.01	0.0023	—	—	4.34
14	A-11636	—	—	—	0.0022	0.0077	0.019	0.28	—	0.52
15	A-11637	—	—	—	0.002	0.01	0.0046	0.2	—	2.61
16	A-11638	—	—	—	—	0.0078	0.0048	—	—	1.62
17	A-11639	—	—	—	—	0.0067	—	—	—	—
18	A-11641	—	—	0.0047	—	0.0044	0.0084	—	—	1.08
19	A-11643	0.0024	0.0024	0.0047	0.0037	0.0072	0.0028	0.51	3	7.28
20	A-11646	0.0025	0.0042	0.0046	0.0053	0.0055	0.0027	0.96	2.2	8.18
21	A-11647	—	0.0022	—	0.0073	0.013	0.0034	0.56	—	6.61
22	A-11648	0.0024	0.0024	0.0047	0.0085	0.0061	—	1.39	2.54	—
23	A-11648	0.0024	—	—	0.0064	0.013	0.0049	0.49	5.41	4.44
24	A-11649	—	—	0.016	0.0078	0.063	0.0061	0.12	—	14.22
25	A-11649	—	—	—	0.0051	0.0084	0.0049	0.60	—	2.752
26	A-11650	0.0027	—	—	0.02	0.03	0.011	0.67	11.11	4.79
27	A-10882	0.0022	0.0022	0.0079	0.0083	0.069	0.0025	0.12	31.36	35.84

Примечание. № 1–4 – верхнее тело; 5–27 – нижнее тело (5–10 – габброиды, 11–27 – пикродолериты и пикриты). Здесь и далее прочерк – содержание элемента ниже предела обнаружения метода.

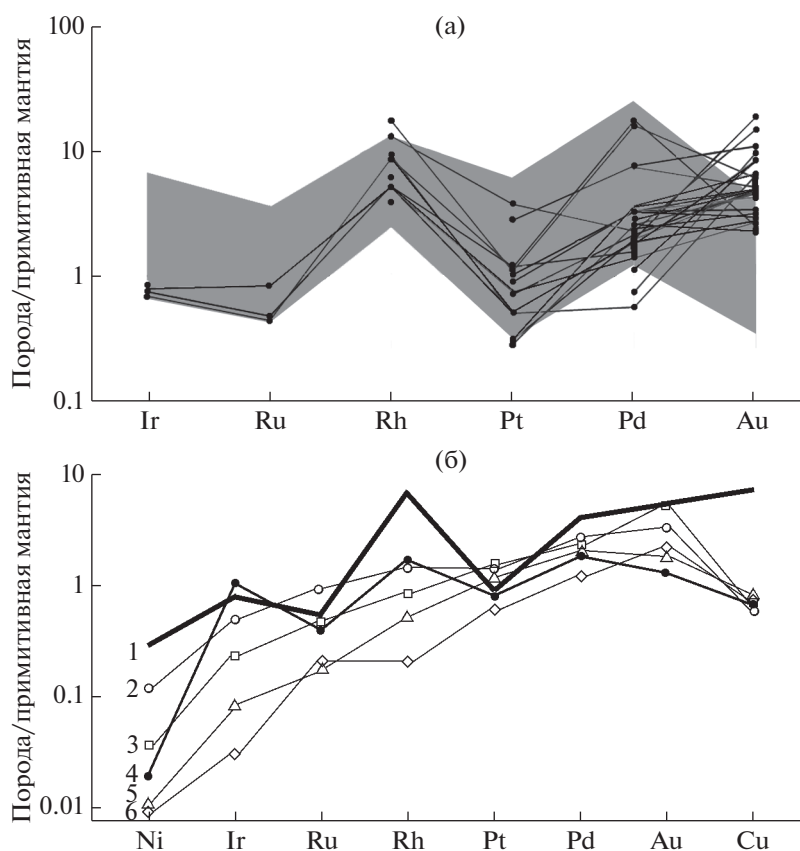
ства никеля, родия, меди и отчасти палладия, что отличает их от всех перечисленных выше пород. По конфигурации графика наибольшее сходство обнаруживается между мисаелгинскими и кусинско-копанскими породами. Резкие отличия по количеству никеля и меди обусловлены тем, что в случае “кусинско-копанских” пород мы имеем дело только с верхней частью интрузии, а ультраосновная часть, существование которой предполагалось нами ранее (Алексеев и др., 2000), остается недоступной для изучения.

Нормализованные индикаторные отношения никеля, меди и благородных металлов свидетельствуют о специфике магматической провинции, сформировавшейся на западном склоне Южного Урала в мезопротерозойское время. Так  $Ni_n/Cu_n$  равно 0.04 наиболее близко к “эталонному” отношению в пикритах (0.05) и кусинско-копан-

ском комплексе (0.03);  $Pt_n/Pd_n$  – 0.22 к “кусинско-копанским” породам (0.44);  $Pd_n/Ir_n$  – 5.26 – к коматиитам (5.28);  $\Sigma PGE_n/Au_n$  – 2.45 к коматиитам (2.09) и норильским рудоносным интрузиям (2.16). Ввиду того, что количественные показатели платиноидов слабо зависят от процессов контаминации, следует признать первичную природу благороднометальной геохимической специализации расплавов, сформировавших породы мисаелгинского комплекса, обусловленные, вероятнее всего, особенностями эволюции расплава в очаге магмогенерации.

Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах комплекса характеризуется определенным своеобразием. Так, степень фракционирования РЗЭ (среднее для габброидов –  $La_n/Lu_n$  – 10.7,  $Ce_n/Yb_n$  – 9.1; среднее для пикритов и пикродолеритов – 8.2, 7.3 соответственно), а также





**Фиг. 6.** Нормализованные содержания благородных металлов, Ni и Cu в породах мисаелгинского комплекса, пикритах западного склона Южного Урала и “эталонных” типах пород. Цифры на схеме (б) – средние составы: 1 – мисаелгинский комплекс; 2 – комагитит; 3 – пикрит; 4 – кусинско-копанский комплекс; 5 – норильские рудоносные интрузии; 6 – континентальный толеит. Серая заливка – содержания благородных металлов в пикритах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы по (Ковалев и др., 2018). 2, 3 – по (Barnes, Lightfoot, 2005). 4 – по (Ковалев и др., 2018). 5, 6 – по (Barnes., Maier, 1999). Примитивная мантия по (McDonough, Sun, 1995).

фракционирование легкой ( $La_n/Sm_n$  для габброидов – 2.2, пикритов и пикродолеритов – 2.0) и тяжелой ( $Gd_n/Yb_n$  для габброидов – 3.28, для пикритов и пикродолеритов – 3.06) групп, свидетельствует об “инертном” поведении РЗЭ при внутренней дифференциации расплава. Лишь на заключительных этапах остаточный расплав резко обогащается всей группой редкоземельных элементов (фиг. 7а–г). Для обеих разновидностей пород (габброидов и пикритов) характерны значительные вариации концентраций крупноионных (Cs, Rb, Ba, Sr) и менее выраженные – высокозарядных элементов (Th, U, Nb, Ta).

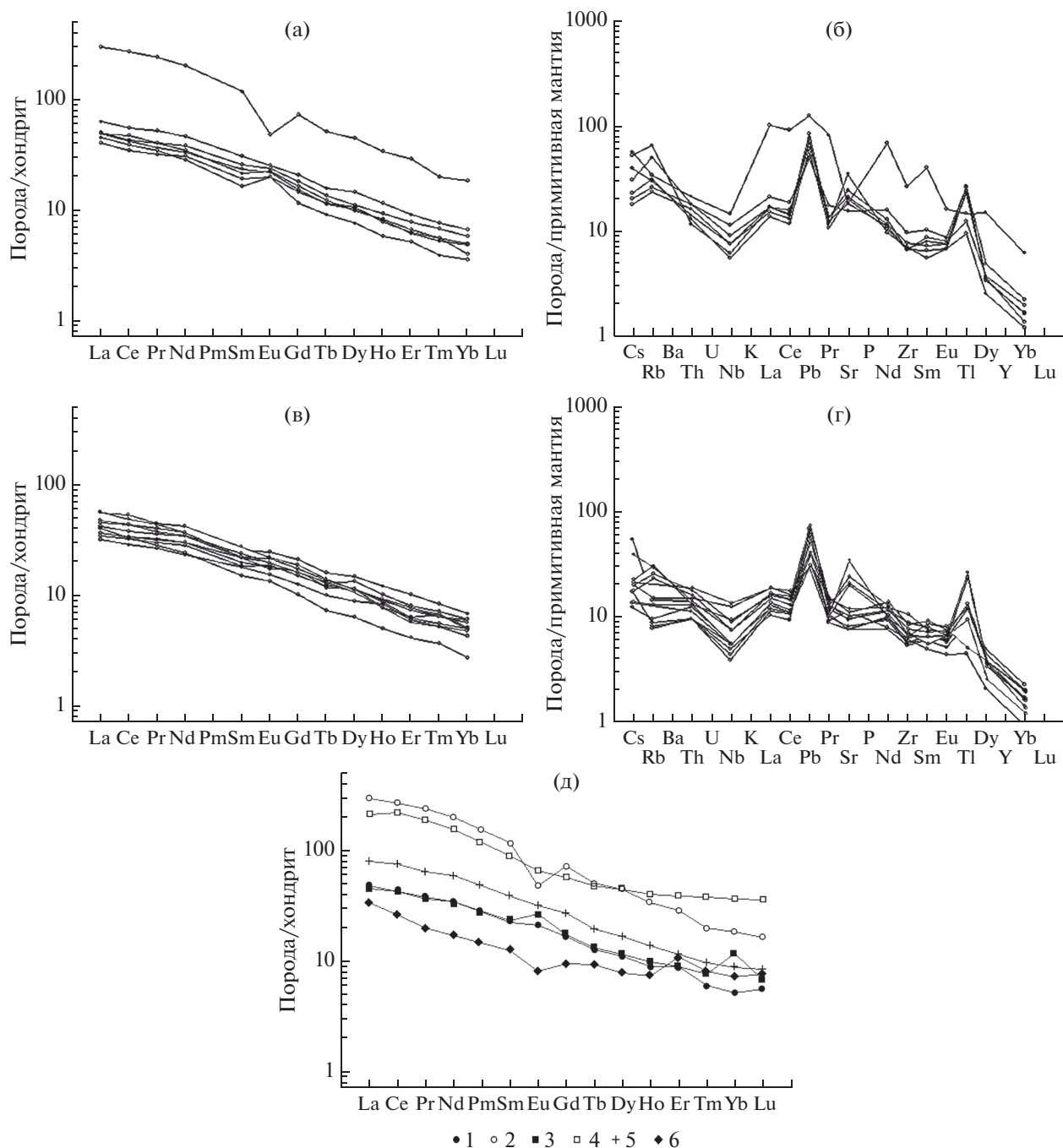
Сравнительный анализ средних нормализованных содержаний РЗЭ в породах мисаелгинского комплекса с пикритами и пикродолеритами западного склона Южного Урала, а также с пироксенитами и рябиновскими гранитами, представляющими кусинско-копанский комплекс (фиг. 7д), показал, что графики, характеризующие породы мисаелгинского комплекса (как

средний состав, так и кислые дериваты), практически идентичны графикам, характеризующим породы кусинско-копанского комплекса.

#### Минералогический анализ

Минералогический анализ включает характеристику как силикатов и алюмосиликатов, так и рудных минералов, обнаруженных в породах мисаелгинского комплекса.

**Оливин (Ol)** представлен кристаллами двух генераций. К первой (ранней) относятся выделения размером 0.8–1.3 мм, имеющие зональное строение, центральные части которых соответствуют Fo 88, а краевые – Fo 73. В основной массе пород минерал представлен идиоморфными и идиоморфно-изометричными кристаллами размером 0.1–0.3 мм. Содержание его колеблется от единичных кристаллов в нижней зоне до 10–20% в центральных частях пикритового горизонта. Часто Ol второй генерации образует гломеропор-



**Фиг. 7.** Нормализованные содержания редкоземельных элементов и спайдер-диаграммы для габброидов (а, б), и пикритов (в, г) мисаелгинского комплекса и средних составов магматических пород западного склона Южного Урала (д). (д): 1 – средний состав мисаелгинского комплекса; 2 – плагиограниты мисаелгинского комплекса; 3 – средний состав пироксенитов кусинско-копанского комплекса; 4 – граниты рябиновского комплекса; 5 – средний состав пикритов и пикродолеритов лысогорского комплекса; 6 – средний состав пикритов ишлинского комплекса.

фировые скопления и сростки. Наблюдается об-  
растание его кристаллов орто- и клинопироксеном,  
а также пойкилитовые включения в последнем.  
В составе минерала присутствует постоянная при-  
месь  $Al_2O_3$  (от 0.05 до 0.1 мас. %),  $MnO$  (от 0.1 до  
0.57 мас. %) и  $NiO$  (от 0.09 до 0.62 мас. %). Кроме

того, наблюдается скрытая расслоенность, за-  
ключающаяся в уменьшении форстеритового ми-  
нала при движении снизу вверх по разрезу тела.  
Расчеты температуры кристаллизации, выпол-  
ненные по оливин-клинопироксеновому геотер-  
мометру (Loucks, 1996), показали, что температу-

ра кристаллизации ОI из основной массы пород варьирует в пределах от 1050 до 1183°C, в то время как в центральных частях кристаллов составляет 1472°C.

Кристаллы **клинопироксена (Срх)** обуславливают порфирированный облик пород пикритового горизонта. Его количество, так же как и размеры отдельных кристаллов, увеличивается снизу вверх по разрезу (содержание — от 25 до 30–40%, размеры — от 0.6 до 1.2 мм). Форма его выделений варьирует от ксеноморфной до идиоморфной. Часто его кристаллы образуют гломерокристаллические и гломеропорфирированные сростки, причем в центральных частях таких агрегатов, на границах сростаний, присутствует ОI второй генерации (фиг. 2в, г). В химическом составе Срх в качестве постоянных примесей установлены титан, алюминий, марганец и натрий.

В породах встречаются зональные кристаллы, в которых центральные части обеднены по сравнению с краевыми —  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и обогащены  $\text{FeO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Несмотря на то что по химическому составу все Срх соответствуют авгиту, между минералами из пикритового и габбрового горизонтов существуют заметные различия (скрытая расслоенность). В частности, в первых содержится больше  $\text{TiO}_{2\text{средн.}}$  (0.62 и 0.16 мас. % соответственно),  $\text{Al}_2\text{O}_{3\text{средн.}}$  (2.47 и 1.41 мас. %),  $\text{MgO}_{\text{средн.}}$  (15.25 и 13.27 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}_{\text{средн.}}$  (0.47 и 0.38 мас. %) и меньше  $\text{FeO}_{\text{средн.}}$  (7.24 и 9.63 мас. %),  $\text{CaO}_{\text{средн.}}$  (20.29 и 21.51 мас. %) и  $\text{MnO}_{\text{средн.}}$  (0.03 и 0.11 мас. %). Кроме того, в составе клинопироксенов из пикритового горизонта установлена постоянная примесь  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 0.11 до 0.69 мас. %), отсутствующая в аналогах из габбрового горизонта.

**Ортопироксен (Орх)** присутствует в породах пикритового горизонта в переменных количествах — 3–10%. Минерал представлен идиоморфно-удлиненными призмами с размерами по удлинению от 2–3 до 6–6.5 мм, плеохроирующими в розовато-зеленоватых тонах. Часто наблюдается обрастание ортопироксеном ОI, а также крупные хадакристаллы с пойкилитово включенными ойкокристаллами ОI и Срх (фиг. 2г). В его химическом составе установлены примеси  $\text{TiO}_2$  (от 0.1 до 0.64 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 0.5 до 2.39 мас. %),  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 0.08 до 0.69 мас. %),  $\text{MnO}$  (от 0.07 до 0.21 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (от 0.1 до 0.44 мас. %),  $\text{K}_2\text{O}$  (от 0.03 до 0.1 мас. %). Постоянная примесь  $\text{CaO}$  (от 0.31 до 2.35 мас. %) позволяет диагностировать его как клиноэнстатит. Средняя температура кристаллизации пироксенов, рассчитанная по двупироксеновым геотермометрам (Wood, Banno, 1973; Wells, 1977; Perchuk et al., 1977; Kretz, 1982), равна 1071–1073°C, что свидетельствует о совместной кристаллизации оливина основной массы и пироксенов.

**Плагноклаз (Pl)** в пикритовом горизонте резко ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам и выполняет интерстициальное пространство между ними. Лишь вблизи непосредственного контакта с вмещающими породами он имеет таблитчато-лейстовидную форму. Количество его в пикритах составляет 20–30%. В габбровом горизонте Pl представлен либо широко таблитчатыми кристаллами, либо ксеноморфными выделениями, характерными для габбровой структуры. Количество его повышается до 40–50%. В химическом составе установлены  $\text{FeO}$  (от 0.11 до 1.84 мас. %) и  $\text{MgO}$  (от 0.01 до 0.37 мас. %). Кроме того, во всех Pl установлена примесь  $\text{K}_2\text{O}$ , варьирующая в пределах от 0.07 до 0.68 мас. %, а состав изменяется от альбита до лабрадора.

**Амфиболы (Amf)** относятся к одной из самых распространенных групп минералов, присутствующих в породах комплекса. Они представлены субидиоморфными и идиоморфными кристаллами размером от 0.5 до 2 мм в длину, зеленой, зеленовато-бурой и коричневой окраски, часто с четко выраженным плеохроизмом и зональным строением (зеленовато-бурые ядра и светло-зеленые края), ассоциирующими с плагноклазом, биотитом и сфеном. Кроме того, амфибол развивается по пироксену до формирования полных псевдоморфоз. Его состав варьирует в широких пределах (по степени убывания): эдинит—чермакит—магнезиальная роговая обманка—ферриэдинит—актинолит—ферричермакит—ферриактинолит. Использование разграничительной линии  $(\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}) = 2.5$  (Giret et al., 1980) показывает, что почти половина проанализированных минералов относится к “раннемагматическим”, а другая половина — к “позднемагматическим” образованиям. Причем в габброидах это подразделение очень четко проявлено (с разрывом «сплошности» тренда), а в пикритовом горизонте амфиболы образуют непрерывную последовательность. Вероятнее всего, в данном случае мы имеем генетически непрерывный ряд минералов: магматический Amf — автотермоморфический Amf — метаморфический Amf. Для расчета термобарических параметров образования Amf использовался амфибол-плагноклазовый геотермометр, предложенный Дж. Блонди и Т. Холландом (Blundy, Holland, 1990) при соблюдении следующих условий: минералы должны контактировать друг с другом; сумма  $\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$  в Amf должна располагаться в пределах 2.3–2.9. В результате расчетов вариации температуры и давления равны:  $T = 950\text{--}1045^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.0\text{--}7.4$  кбар.

**Биотит** распространен по всему разрезу тела в виде широко таблитчатых кристаллов с четким плеохроизмом в коричневатых-буроватых тонах. Для минерала характерна скрытая расслоенность, выражающаяся в изменении состава в зависимо-

сти от местоположения в разрезе. В частности, магнезиальность<sup>1</sup> биотита в габбровом горизонте колеблется в пределах — 0.23–0.47, а в пикритовом — составляет 0.62–0.87, что свидетельствует о первично магматической природе минерала.

**Эпидот** присутствует в виде ксеноморфных выделений и зернистых масс. В химическом составе минерала установлены магний (0.1–0.19 мас. %), марганец (0.04–0.22 мас. %), титан (0.3 мас. %) и ванадий (0.67 мас. %). В одном случае наблюдалось срастание эпидота  $\text{Ca}_{1.97}(\text{Al}_{2.20}\text{Fe}_{0.74}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.96}\text{Si}_{3.07}\text{O}_{12.00}\text{OH}$  с алланитом  $(\text{Ca}_{1.64}\text{Ce}_{0.12}\text{La}_{0.09}\text{Nd}_{0.02})_{\Sigma 1.87}(\text{Al}_{1.32}\text{Fe}_{0.79}\text{Mg}_{0.02})_{\Sigma 2.13}(\text{Si}_{3.23}\text{Al}_{0.77})_{\Sigma 4.00}\text{O}_{12.00}\text{OH}$ .

**Хлорит** в качестве вторичного минерала встречается во всех изученных породах. Он представлен единичными чешуйками зеленоватого цвета либо агрегатами кристаллов с аномальными цветами интерференции, развивающимися по ОI, Срх, Anf или интерстициальному пространству. По классификации В.А. Дриц и А.Г. Коссовской (1991) хлориты относятся к Fe–Mg- и Mg–Fe-хлоритам основных магматических пород. Температура их образования, рассчитанная по (Kranidiotis, MacLean, 1987), располагается в интервале 157–333°C. Между железистостью хлоритов (Fe/Fe + Mg ф.к.), колеблющейся в пределах 0.17–0.67, и температурой их образования существует четко проявленная обратная зависимость, которая может свидетельствовать о начале хлоритизации как автометаморфическом процессе.

Кроме того, ассоциация вторичных минералов представлена **только**, состав которого варьирует в пределах:  $(\text{Mg}_{2.86}\text{Fe}_{0.19}\text{Al}_{0.13})_{\Sigma 3.18}\text{Si}_{3.82}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$  —  $(\text{Mg}_{2.60}\text{Fe}_{0.28}\text{Al}_{0.12}\text{Na}_{0.08}\text{K}_{0.02}\text{Ca}_{0.01})_{\Sigma 3.11}\text{Si}_{3.89}\text{O}_{10.00}(\text{OH})_2$ ; **серпентином** —  $(\text{Mg}_{1.60}\text{Fe}_{0.25}\text{Ni}_{0.02})_{\Sigma 1.87}\text{Si}_{1.13}\text{O}_{4.00}\text{OH}$ , и **кальцитом** —  $\text{Ca}_{1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$  —  $(\text{Ca}_{0.979}\text{Fe}_{0.007}\text{Sr}_{0.005})_{\Sigma 0.99}\text{C}_{1.01}\text{O}_{3.00}$  —  $(\text{Ca}_{0.952}\text{Mg}_{0.021}\text{Mn}_{0.008}\text{Fe}_{0.015}\text{Sr}_{0.005})_{\Sigma 1.00}\text{C}_{1.00}\text{O}_{3.00}$ .

**Сульфидная минерализация** относительно широко распространена в породах комплекса. В габбровом горизонте обнаружены: **зигенит, миллерит, пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит**, а в пикритовом — **пентландит, пирротин, пирит, халькопирит, халькозин и не идентифицированные соединения системы Fe–Ni–Co–Cu–S**.

**Пирит** представлен слабо ограниченными кристаллами либо их сростками. Максимальное его количество зафиксировано в габбровом горизонте. В химическом составе установлены Co (до 7.17 мас. %) и Ni (до 1.94 мас. %). В целом состав минерала соответствует стехиометрии (табл. 2).

**Пирротин** присутствует в нижней части габбрового интервала и пикритовом горизонте, где иногда встречается в виде округлых моно- или биминеральных “капель” (фиг. 8к, 8и соответ-

ственно). В его составе обнаружены Ni (до 5.61 мас. %) и Co (до 0.2 мас. %).

**Миллерит** установлен в габбровом горизонте в виде округлых выделений. В его составе присутствует Fe (до 2.42 мас. %).

**Халькопирит** распространен по всему разрезу интрузивного тела. В целом его состав стабилен и близок к стехиометрическому, но в горизонте пикритов обнаружен халькопирит, в химическом составе которого присутствует Ni (от 0.42 до 2.87 мас. %). Причем его распределение по разрезу зерен неравномерно (центр: S–34.58; Fe–30.77; Cu–31.04; Ni–2.87; край: S–34.6; Fe–30.25; Cu–33.21; Ni–1.08; в мас. %) (фиг. 8м).

**Зигенит**, впервые описанный нами в 2014 году в пикритах Южного Урала (Ковалев и др., 2014), обнаружен только в габбровом горизонте в виде самостоятельных выделений удлиненной и изометрической формы (фиг. 8а). В качестве примесей в его составе присутствует Cu (0.1 мас. %).

**Пентландит** установлен в нижнем пикритовом горизонте (фиг. 8в, д, е, ж, и). В его химическом составе обнаружены Co (от 0.2 до 13.83 мас. %) и Cu (от 1.5 до 5.66 мас. %).

Кроме того, по всему разрезу интрузивного тела широко распространены минеральные агрегаты, представляющие собой сростки/структуры распада, сложенные сульфидами различного состава: зигенит  $(\text{Co}_{1.13}\text{Ni}_{1.52}\text{Fe}_{0.36})_{\Sigma 3.01}\text{S}_{3.99}$  + халькопирит  $\text{Cu}_{1.0}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{1.99}$  (фиг. 8а); сфалерит  $(\text{Zn}_{0.89}\text{Fe}_{0.11}\text{Cd}_{0.01})_{\Sigma 1.01}\text{S}_{0.99}$  + халькопирит  $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{1.99}$  + зигенит  $(\text{Ni}_{1.23}\text{Fe}_{1.06}\text{Co}_{0.71})_{\Sigma 3.0}\text{S}_{4.0}$  (фиг. 8б); пирротин  $(\text{Fe}_{0.953}\text{Cu}_{0.033})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.01}$  + халькозин  $(\text{Cu}_{1.955}\text{Fe}_{0.086})_{\Sigma 2.04}\text{S}_{0.96}$  + пентландит  $(\text{Fe}_{4.98}\text{Ni}_{3.28}\text{Cu}_{0.70}\text{Co}_{0.13})_{\Sigma 9.09}\text{S}_{7.91}$  (фиг. 8в); пирротин  $(\text{Fe}_{0.908}\text{Ni}_{0.085})_{\Sigma 0.99}\text{S}_{1.01}$  + пентландит  $(\text{Fe}_{5.38}\text{Ni}_{3.40}\text{Cu}_{0.14}\text{Co}_{0.08})_{\Sigma 9.00}\text{S}_{8.00}$  (фиг. 8г); халькопирит  $\text{Cu}_{0.98}\text{Fe}_{1.02}\text{S}_{2.00}$  + пентландит  $(\text{Fe}_{4.86}\text{Ni}_{3.66}\text{Co}_{0.55})_{\Sigma 9.07}\text{S}_{7.93}$  (фиг. 8д); халькопирит  $(\text{Cu}_{0.893}\text{Ni}_{0.151}\text{Co}_{0.003})_{\Sigma 1.05}\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{1.95}$  + не идентифицированные соединения различного состава:  $(\text{Fe}_{5.19}\text{Ni}_{3.59}\text{Cu}_{0.12}\text{Co}_{0.09})_{\Sigma 8.99}\text{S}_{8.01}$  и  $(\text{Fe}_{5.0}\text{Ni}_{2.09}\text{Cu}_{2.1}\text{Co}_{0.03})_{\Sigma 9.23}\text{S}_{7.77}$  (фиг. 8е); не идентифицированные соединения  $(\text{Fe}_{4.13}\text{Ni}_{2.27}\text{Cu}_{2.44})_{\Sigma 8.84}\text{S}_{8.16}$  +  $(\text{Fe}_{4.146}\text{Cu}_{3.039}\text{Ni}_{1.367}\text{Zn}_{0.31})_{\Sigma 8.86}\text{S}_{8.14}$  (фиг. 8ж); пирротин  $\text{Fe}_{0.97}\text{S}_{1.03}$  + халькопирит  $\text{Cu}_{0.99}\text{Fe}_{1.01}\text{S}_{2.00}$  (фиг. 8з).

Особенности формирования сульфидной минерализации выявляются при анализе диаграмм, изображенных на фиг. 9, из которых следует:

– на схемах Fe–S–Ni, Fe–S–Co, Co–Fe–Ni (фиг. 9а, б, г) наблюдается почти непрерывный ряд Fe–Ni–Co-сульфидов: пирротин – пентландит – миллерит и пирротин – “промежуточные” соединения – зигенит. При этом составы, в кото-

<sup>1</sup> Магнезиальность рассчитана как Mg/(Mg+Fe), выраженная в формульных коэффициентах (ф. к.).

Таблица 2. Химический состав сульфидов из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	Минерал	S	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Cd	Σ
1	Пирит	53.06	39.6	7.17	—	—	—	—	99.84
2	Зигенит	42.33	6.51	24.84	25.62	0.1	—	—	99.4
3	Зигенит	41.96	6.64	21.73	29.33	—	—	—	99.66
4	Сфалерит	32.47	3.46	—	—	—	63.24	0.46	99.63
5	Миллерит	35.31	2.42	—	61.94	—	—	—	99.68
6	Сфалерит	32.79	6.29	—	—	—	60.13	0.77	99.98
7	Пентландит	42.39	19.56	13.83	23.74	—	—	—	99.52
8	Халькопирит	34.54	30.69	—	—	34.1	—	—	99.33
9	Халькопирит	34.75	30.4	—	—	34.46	—	—	99.61
10	Пентландит	32.96	26.71	8.99	30.81	—	—	—	99.48
11	Пентландит	33.01	26.93	8.24	31.44	—	—	—	99.61
12	Пентландит	32.8	27.65	8.4	30.49	—	—	—	99.34
13	X-фаза	35.57	50.55	1.25	12.28	—	—	—	99.65
14	Пентландит	33.02	34.25	0.91	28.82	2.5	—	—	99.5
15	Пирротин	37.68	61.47	—	—	—	—	—	99.15
16	Халькопирит	34.73	30.69	—	—	34.12	—	—	99.53
17	Пентландит	32.94	34.02	0.71	30.32	1.5	—	—	99.48
18	X-фаза	33.39	29.46	—	17.05	19.8	—	—	99.69
19	X-фаза	32.87	29.17	—	10.11	24.33	2.55	—	99.03
20	Халькопирит	34.58	30.77	—	2.87	31.04	—	—	99.26
21	Халькопирит	34.6	30.25	—	1.08	33.21	—	—	99.14
22	Халькопирит	33.75	29.59	—	0.42	36.09	—	—	99.86
23	Пирротин	36.65	60.02	—	—	2.37	—	—	99.05
24	Халькозин	19.14	3.0	—	—	77.31	—	—	99.44
25	Пентландит	32.43	35.56	0.97	24.59	5.66	—	—	99.21
26	Пентландит	33.17	37.42	0.7	27.26	0.99	—	—	99.55
27	X-фаза	31.48	35.34	0.24	15.54	16.92	—	—	99.53
28	Халькопирит	33.73	30.23	0.1	4.77	30.63	—	—	99.46
29	Пирротин	36.48	57.26	—	5.61	—	—	—	99.34
30	Пентландит	33.34	39.02	0.61	25.94	1.17	—	—	100.07
31	Пентландит	32.72	34.91	4.19	27.62	—	—	—	99.45
32	Халькопирит	34.83	31.06	—	—	33.73	—	—	99.63
33	Пентландит	32.84	27.97	3.44	35.06	—	—	—	99.32
34	Пентландит	32.72	33.02	3.3	29.97	—	—	—	99.01
35	Пентландит	33.27	32.72	3.91	29.63	—	—	—	99.52

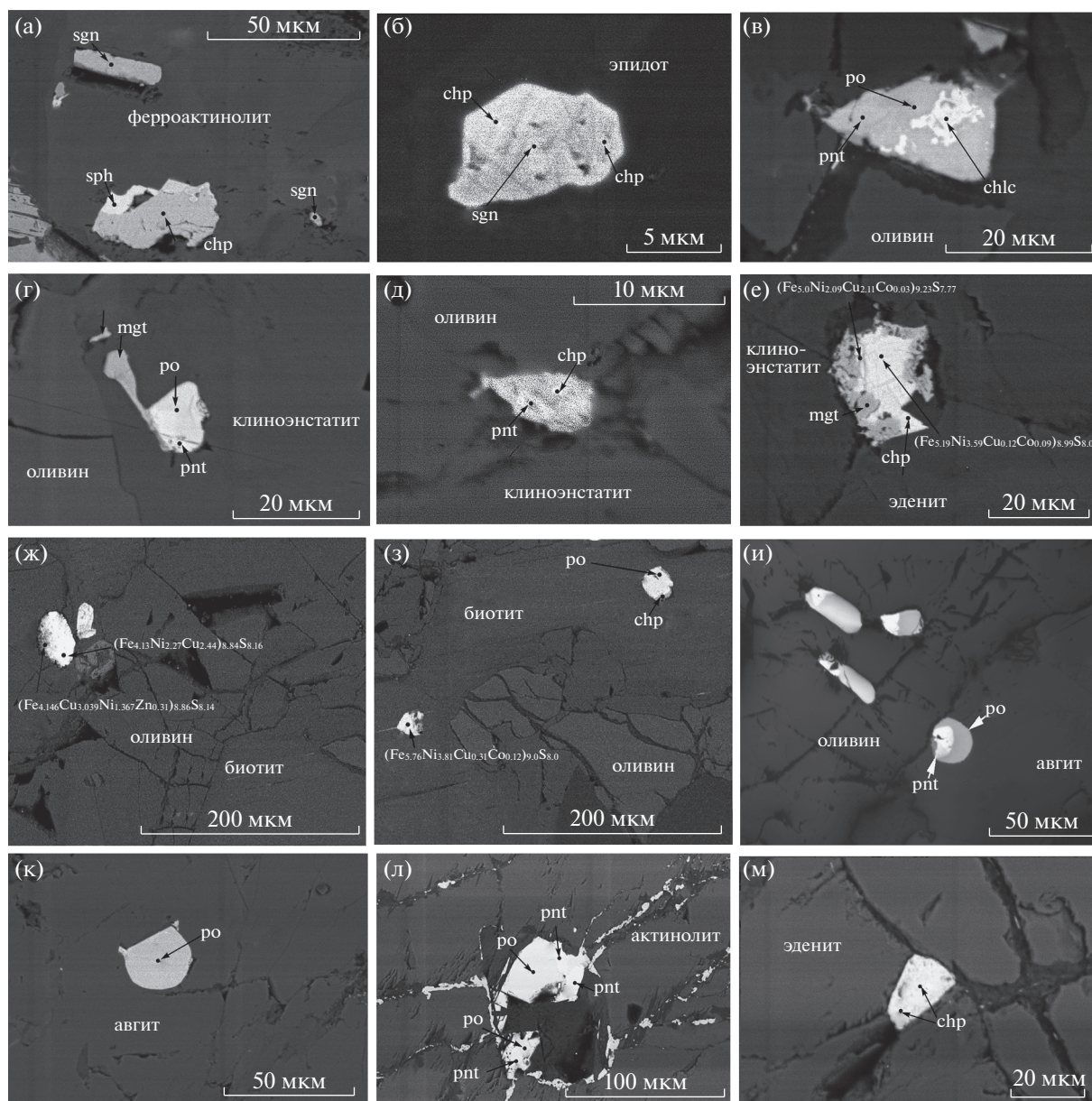
Примечание. 1–8 – габбровый горизонт; 9–35 – пикритовый горизонт. X-фаза – неидентифицированные соединения (по Ковалев и др., 2020).

рых преобладает кобальт, присутствуют только в верхнем габбровом горизонте;

– на схеме Fe–S–Cu (фиг. 9в) фигуративные точки составов минералов также образуют отчетливый ряд пентландит – (Ni, Cu)-пирротин – халькопирит – халькозин;

– на схемах Co–Fe–Ni (фиг. 9г), Ni–Fe–Cu (фиг. 9д) и Co–Fe–Cu (фиг. 9е), отчетливо выражены тренды между Fe, Ni и Co (фиг. 9г), Fe, Ni и Cu (фиг. 9д) и отсутствие связей между Co и Cu (фиг. 9е).

**Fe–Ti-минерализация** распространена по всему разрезу интрузивного тела. В верхней части габ-

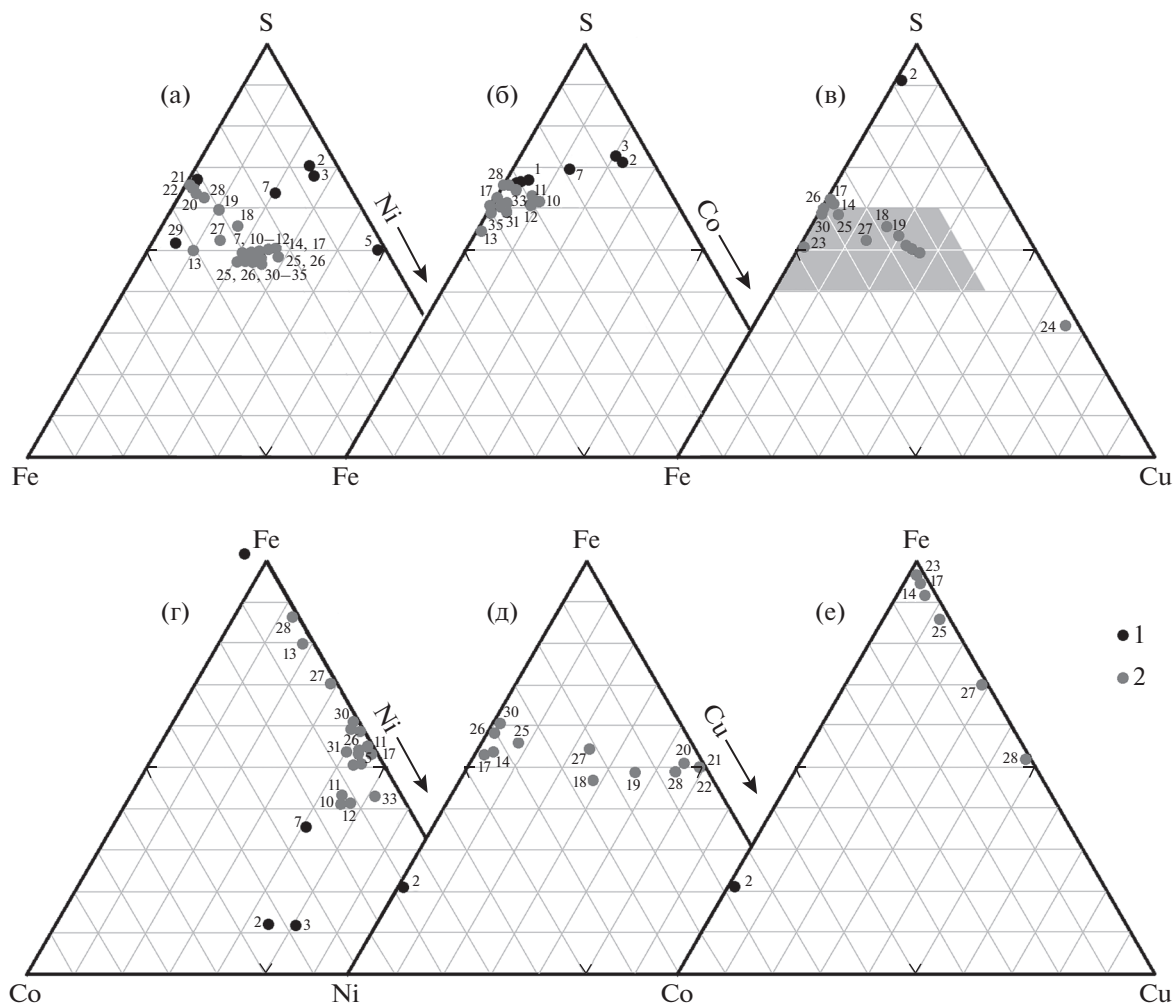


**Фиг. 8.** Микрофотографии сульфидов из расслоенного тела мисаелгинского комплекса. По (Ковалев и др., 2020) с дополнениями. а – габбро; зигенит и халькопирит в ферроактинолите; б – габбро; сфалерит, халькопирит и зигенит в эпидоте; в – пикрит; пирротин, халькозин и пентландит в краевой части кристалла оливина; г – пикрит; пирротин и пентландит в клиноэнстатите; д – пикрит; халькопирит и пентландит на границе оливина и клиноэнстатита; е – пикрит; халькопирит и пентландит на границе клиноэнстатита и эденита; ж – пикрит; пентландит разного состава в оливине; з – пикрит, пирротин и халькопирит в биотите; и – пикрит; пирротин и пентландит в оливине; к – пикрит; пирротин в авгите; л – пикрит; пирротин и пентландит в актинолите; м – пикрит; халькопирит в эдените. ро – пирротин; chp – халькопирит; sgn – зигенит; pnt – пентландит; sph – сфалерит; chlc – халькозин; mgt – магнетит. Формулы – неидентифицированные соединения.

брового горизонта наблюдается увеличение количества рудных минералов с образованием сидеронитовых структур, а породы участками могут быть отнесены к бедновкрапленным рудам.

Встречающиеся морфогенетические типы оксидов железа и титана весьма разнообразны и представлены гомогенными округлыми выделениями хром-

магнетита ( $\text{Fe}_{0.47}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.23}\text{Al}_{0.11}\text{Mg}_{0.12}\Sigma_{1.00}\text{O}_{1.00}$ ) (фиг. 10а) и ильменита ( $\text{Fe}_{1.06}\text{Mn}_{0.01}\Sigma_{1.07}\text{Ti}_{0.9}\text{O}_{3.00}$ ) (фиг. 10б), слабо ограненными (фиг. 10г), призматическими (фиг. 10д), ксеноморфными (фиг. 10е) мономинеральными выделениями ильменита, октаэдрами и футлярными кристаллами магнетита (фиг. 10з, и) и разнообразными ильменит-магнетитовыми срасс-



**Фиг. 9.** Диаграммы Fe–S–Ni (а), Fe–S–Co (б), Fe–S–Cu (в), Co–Fe–Ni (г), Ni–Fe–Cu (д) и Co–Fe–Cu (е) с фигуративными точками составов сульфидов из пород мисаелгинского комплекса. По (Ковалев и др., 2020) 1 – сульфиды из габбрового горизонта; 2 – сульфиды из пикритового горизонта. На диаграмме (в) залита область, исследованная в работе (Синякова, Косяков, 2006). Номера на диаграммах соответствуют порядковым номерам минералов в табл. 2.

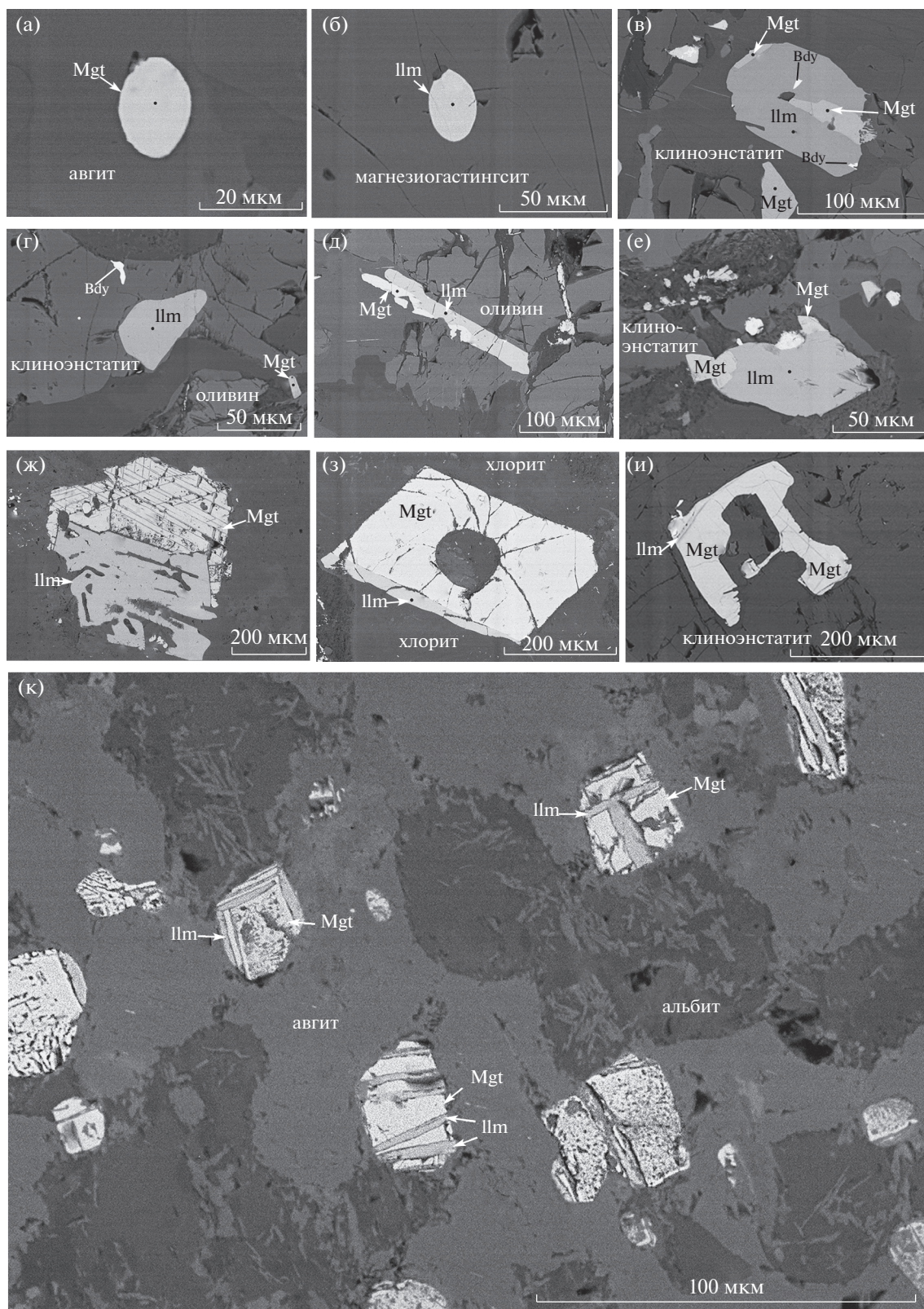
таниями/структурами распада с простыми паркетовидными и сэндвич-микротекстурами с различным числом разноразмерных лейст сосуществующих фаз.

В скелетных и каркасных октаэдрических и кубооктаэдрических кристаллах титаномагнетита распространены тонкие лейсты и ламели ильменита (ульвешпинели) и магнетита, ориентированные по октаэдрическим направлениям. В крайней степени распада сохраняется лишь ильменитовая решетка, которая наследует кристаллографические формы ранее существовавшего минерала.

В химическом составе магнетита установлены (мас. %):  $TiO_2$  (от 0.13 до 14.27),  $Al_2O_3$  (от 0.51 до 21.36),  $Cr_2O_3$  (от 0.48 до 24.07),  $MgO$  (от 0.11 до 6.41),  $MnO$  (от 0.05 до 1.0),  $V_2O_5$  (от 0.23 до 1.16), а также  $ZnO$  (от 0.8 до 5.78),  $NiO$  (от 0.13 до 0.73),

$SiO_2$  (от 0.52 до 2.75) и  $CaO$  (0.51) (табл. 3). В ильменитах содержания примесных компонентов варьируют в следующих пределах (мас. %):  $Cr_2O_3$  (от 0.13 до 1.27),  $MgO$  (от 0.27 до 5.5),  $MnO$  (от 0.14 до 3.51),  $V_2O_5$  (от 0.14 до 0.37), а также  $Al_2O_3$  (3.0) и  $NiO$  (1.4) (табл. 4).

Как видно из анализа примесных элементов, в магнетите и ильмените в зависимости от местоположения минерала в разрезе интрузивного тела (фиг. 11) фиксируется вполне закономерное их распределение, обусловленное процессом дифференциации. В частности, хром и магний в составе магнетита и ильменита присутствуют только в минералах пикритового горизонта, где в результате гетеровалентного изоморфизма формируются переходные разности магнетит → хроммагнетит и ильменит → пикроильменит. Распределение ванадия в магнетите в целом относительно стабильно по раз-



**Фиг. 10.** Микрофотографии морфогенетических выделений магнетита и ильменита в породах мисаелгинского комплекса. а – пикрит; хроммагнетит в авгите; б – габбро, ильменит в магнезиогастингсита; в – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток в клиноэнстатите; г – пикрит, ильменит в клиноэнстатите; д – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток в оливине; е – пикрит, эндоконтакт, ильменит-магнетитовый сросток; ж – габбро, ильменит-магнетитовый сросток; з – габбро, магнетит-ильменитовый сросток в хлорите; и – пикрит, ильменит-магнетитовый сросток; к – габбро, ильменит-магнетитовые сростки/структуры распада.



**Таблица 3.** Репрезентативная выборка химического состава магнетита из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	№ обр.	FeO	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	MnO	ZnO	NiO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Сумма
1	11617	83.24	7.45	0	0	0	0.14	0	0	0	90.83
2	11621	86.89	3.72	0.88	0	0	0	0	0	0	91.49
3	11623	86.24	1.38	0.74	0	0	0	0	0	0.83	89.19
4	11629	75.79	4.12	0.69	0	0	0.21	3.69	0	8.12	92.62
5	11629	81.99	4.56	0.64	0	0	0	1.04	0	2.39	90.62
6	11629	83.47	4.69	0.77	0	0	0.20	1.56	0	2.61	93.30
7	11629	84.81	3.83	1.13	0	0	0	1.23	0	2.24	93.24
8	11629	83.72	3.74	1.06	0	0	0	1.17	0.21	1.84	91.74
9	11629	81.61	6.78	1.16	0	0	0.25	0.80	0	1.22	91.82
10	11633	85.23	4.52	0.69	0.56	0	0.22	0	0	2.20	93.42
11	11633	81.85	6.07	0.50	0.51	0	0.27	0	0	2.72	91.92
12	11633	84.27	5.39	0.44	0.57	0.50	0.21	0	0	2.99	94.37
13	11633	80.43	7.24	0.50	0.82	0	0.43	0	0	2.43	91.85
14	11633	65.98	3.71	0.41	0.68	1.41	0.21	5.78	0	21.36	99.54
15	11641	69.55	7.50	0.54	13.49	0	0.95	0	0	1.06	93.09
16	11641	67.28	4.34	0.63	17.62	0	1.00	0	0	2.10	92.97
17	11641	66.59	8.42	0.59	13.74	0	0.94	0	0	2.80	93.08
18	11641	68.01	7.30	0.45	14.51	0	0.63	0	0	3.03	93.93
19	11641	66.74	7.87	0.37	13.59	0	0.80	0	0	2.92	92.29
20	11641	70.39	7.77	0.63	9.08	0.30	0.71	0	0	3.75	92.63
21	11641	74.51	4.24	0.61	8.72	0	0.37	0	0	3.49	91.94
22	11641	69.65	8.33	0.49	9.35	0.21	0.59	0	0	0.33	91.95
23	11641	69.54	9.18	0.48	8.57	0	0.46	0	0	2.93	91.16
24	11641	69.06	8.11	0.56	9.13	0.11	0.53	0	0	3.58	91.08
25	11644	69.21	3.77	0.43	13.60	1.50	0.25	0	0	2.90	91.66
26	11644	68.98	5.50	0.55	13.91	1.23	0.24	0	0	2.17	92.58
27	11644	72.69	4.06	0.47	12.39	0.94	0.12	0	0	1.56	92.23
28	11644	71.68	3.27	1.05	13.59	0.91	0	0	0	2.70	93.20
29	11644	73.28	2.05	1.01	13.22	0.93	0	0	0.73	2.66	93.88
30	11644	75.28	2.28	0.73	11.47	0.61	0	0	0	2.05	92.42
31	11644	46.78	7.40	0.40	24.07	6.41	0	0	0	7.84	92.90
32	11646	80.78	1.60	0.80	6.02	0	0	0	0.17	1.38	90.75
33	11646	79.50	1.78	0.71	5.82	0.36	0	0	0.22	1.50	89.89
34	11646	79.90	1.72	0.59	5.56	0.65	0	0	0.13	1.14	89.69
35	11650	69.00	14.27	0.52	1.10	0.73	0.19	0	0	2.71	88.52

Примечание. 1–9 – габброиды, 10–35 – пикриты и пикродолериты.

резу тела, несмотря на то, что в единичных кристаллах он может отсутствовать. Наличие пиковых значений Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в составе магнетита обусловлено, вероятнее всего, присутствием субмикронных выделений герцинита в структурах распада титаномагнетита. Как установлено А. Thusue, содержание марганца в ильменитах гранитов согласуется с индексом дифференциации и возрастает в последовательном ряду пород (Tsusue, 1973). В нашем

случае максимальное количество MnO установлено в ильменитах пикритового горизонта (фиг. 11), где он, вероятнее всего, изоморфно замещает позиции MgO и Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Сульфидные системы, описываемые в работе, имеют длительную историю изучения и рассмат-

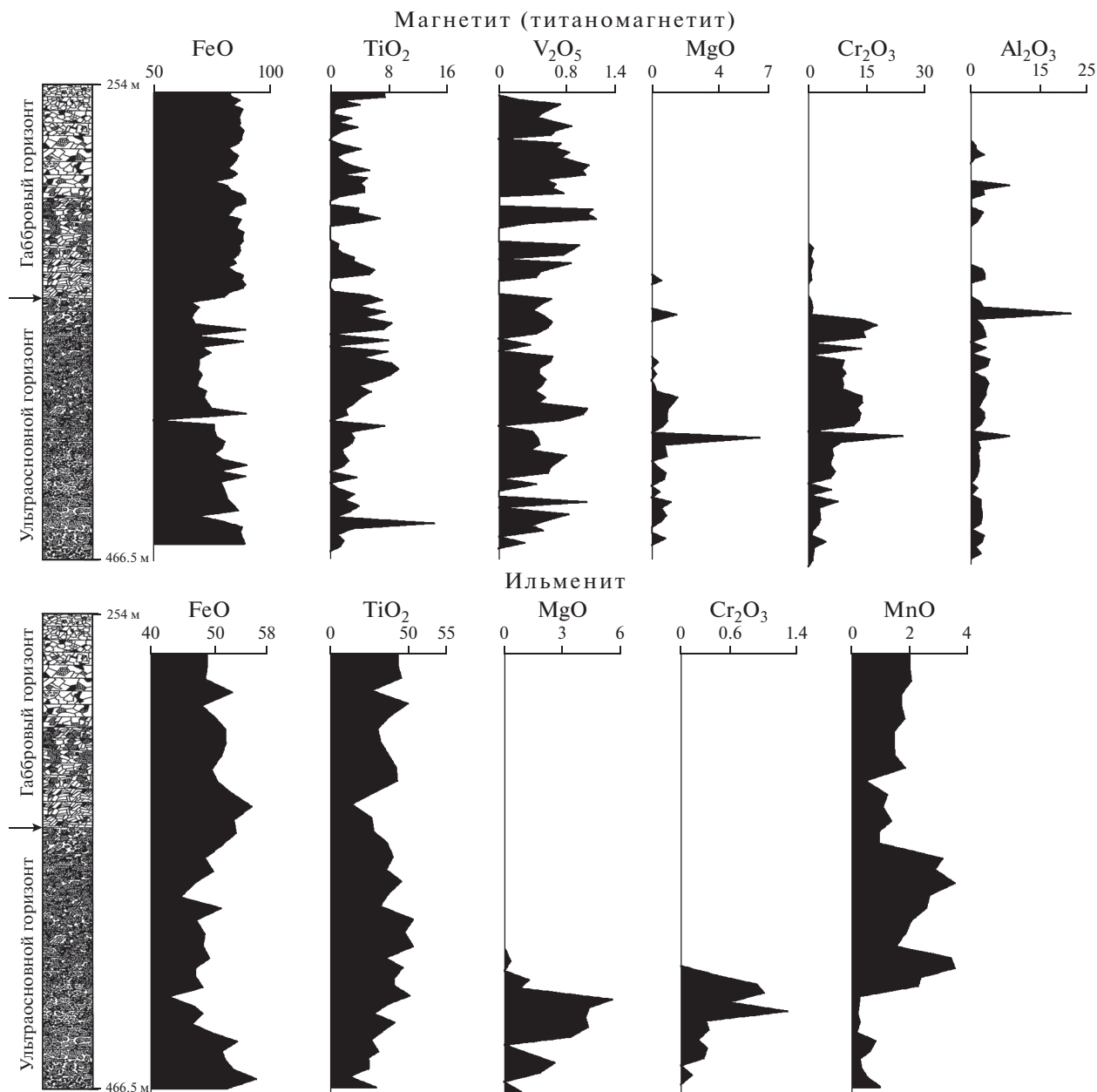
**Таблица 4.** Химический состав ильменита из пород мисаелгинского комплекса (мас. %)

№ п/п	№ обр.	TiO <sub>2</sub>	FeO	MnO	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	MgO	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ZnO	Сумма
1	11617	48.71	48.76	1.95	0	0	0	0	0	99.42
2	11617	49.04	48.37	2.00	0	0	0	0	0	99.41
3	11617	49.99	47.87	1.67	0	0	0	0	0	99.53
4	11617	47.54	49.84	1.75	0	0	0	0	0	99.13
5	11621	46.04	51.60	1.45	0	0	0	0	0	99.09
6	11621	46.39	51.63	1.41	0	0	0	0	0	99.43
7	11621	47.31	50.87	1.44	0	0	0	0	0	99.62
8	11621	48.46	49.43	1.82	0	0	0	0	0	99.71
9	11621	48.74	50.33	0.46	0	0	0	0	0	99.53
10	11623	45.47	52.36	1.18	0	0	0	0	0	99.01
11	11623	42.65	55.57	1.06	0	0	0	0	0	99.28
12	11623	45.21	52.83	1.33	0	0	0	0	0	99.37
13	11623	45.62	53.23	0.93	0	0	0	0	0	99.78
14	11623	47.21	51.17	0.89	0	0	0	0	0	99.27
15	11629	47.92	48.37	3.07	0	0	0	0	0	99.36
16	11629	47.19	49.59	2.84	0	0	0	0	0	99.62
17	11629	49.10	46.95	3.50	0	0	0	0	0	99.55
18	11629	47.46	44.58	2.65	0.37	0	0	3.00	1.40	99.46
19	11629	46.33	50.69	2.57	0	0	0	0	0	99.59
20	11631	50.59	46.89	2.01	0	0	0	0	0	99.49
21	11631	49.52	48.26	1.81	0	0	0	0	0	99.59
22	11631	50.54	47.93	1.47	0	0	0	0	0	99.94
23	11633	46.99	48.91	3.38	0	0.27	0	0	0	99.55
24	11633	49.21	46.74	3.51	0.14	0	0	0	0	99.60
25	11641	48.29	47.08	2.35	0	1.32	0.49	0	0	99.53
26	11641	48.17	47.84	2.22	0.19	0.74	0.90	0	0	100.06
27	11644	50.20	42.84	0.27	0	5.51	1.00	0	0	99.82
28	11644	47.42	46.89	0.21	0	4.35	0.58	0	0	99.45
29	11644	45.65	47.98	0.17	0	4.19	1.27	0	0	99.26
30	11646	48.13	46.38	0.22	0	4.32	0.29	0	0	99.34
31	11646	46.60	49.49	0.14	0	3.34	0.33	0	0	99.90
32	11650	45.32	53.29	0.76	0	0	0.20	0	0	99.57
33	11650	45.97	51.08	0.54	0	1.40	0.31	0	0	99.30
34	11650	44.80	51.68	0.24	0	2.50	0.25	0	0	99.47
35	11650	44.78	52.80	0.28	0	1.75	0	0	0	99.61
36	11650	45.79	51.95	0.93	0	0.83	0	0	0	99.50

Примечание. 1–19 – габброиды, 20–36 – пикриты и пикродолериты.

ривались многочисленными авторами, которые анализировали реакции между сульфидным расплавом, mss (моносльфидный твердый раствор) и iss (промежуточный твердый раствор) (Kullerud et al., 1969; Naldrett et al., 1997; Fleet, Pan, 1994; Синякова, Косяков, 2006; Кравченко, Ненашева, 2015). Исследованиям Fe–Ti-минерализации также посвящена обширная литература. Но, несмот-

ря на признание факта магматического происхождения многими исследователями, единой точки зрения на процессы концентрации рудных компонентов не существует. В частности, активно разрабатываются модели гравитационной аккумуляции магнетита (титаномагнетита) и ильменита (Bai et al., 2012; Pang et al., 2008), большое значение придается моделям, в которых основ-



Фиг. 11. Изменения химического состава магнетита и ильменита в зависимости от их расположения в разрезе интрузивного тела. Содержания окислов в мас. %.

ную роль играет ликвация рудного расплава (Charlier, Grove, 2012; Jakobsen et al., 2011; Veksler et al., 2007; Wang, Zhou, 2013). Кроме того, разрабатываются “комбинационные” модели, в которых формирование низкотемпературной высокожелезистой жидкости, формирующей Fe–Ti-оруденение, обусловлено особым механизмом кристаллизации – концентрационным переохлаждением (Шарков и др., 2018).

Опираясь на приведенный выше материал и исследования, проведенные ранее, обобщенную схему формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации в породах комплекса, можно предста-

вить в следующем виде.

Как уже отмечалось выше, температура кристаллизации центральных частей кристаллов оливина равна 1472°C, что свидетельствует об их интрателлурической природе. Наличие ликвационных “капель” сульфидов, пойкилитово включенных в кристаллы оливина (фиг. 8ж, и), сложных не идентифицированными “промежуточными” фазами (табл. 2), а также парагенетические сростки/структуры распада, описанные выше, свидетельствуют о том, что формирующийся сульфид-

ный расплав имел поликомпонентный (Fe, Ni, Co, Cu, Zn) состав, кристаллизация которого в локальном объеме могла привести к образованию “промежуточных” фаз. В статье Е.Ф. Синяковой и В.И. Косякова показано, что локальные объемы сульфидной жидкости слабо взаимодействуют с окружающим силикатным расплавом (породами) и их затвердевание определяется набором факторов, характерных для закрытых систем (Синякова, Косяков, 2006). Таким образом, “промежуточные” соединения, описанные в данной работе, являются *iss* или представляют собой тонкодисперсные структуры его распада. Детально этот процесс охарактеризован в (Синякова и др., 2019) при экспериментальных исследованиях системы Cu–Fe–(Ni)–S.

Кроме того, Т.А. Кравченко и С.Н. Ненашева в сульфидных рудах Норильска обнаружили не названные минералы, состав которых по содержанию Cu и Ni является промежуточным между халькопиритом и пентландитом, образовавшимися при температуре 1100°C и давлении 50 кбар (Кравченко, Ненашева, 2015). Как видно из фиг. 9в, составы “промежуточных” соединений, охарактеризованных в данной работе, располагаются в исследованной Т.А. Кравченко и С.Н. Ненашевой области.

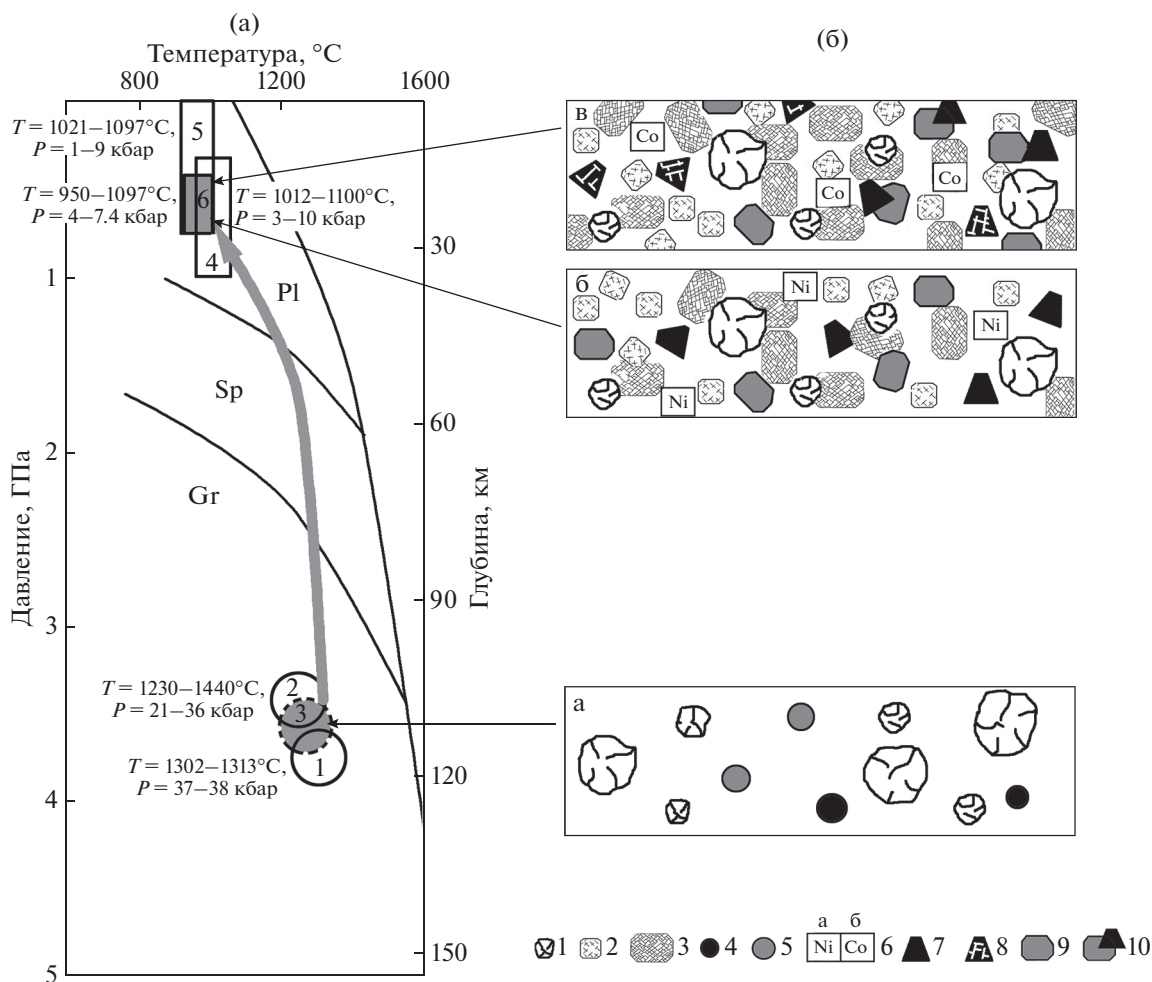
Fe–Ti-ликвационные “капли” представлены хроммагнетитом  $(\text{Fe}_{0.47}\text{Ti}_{0.07}\text{Cr}_{0.23}\text{Al}_{0.11}\text{Mg}_{0.12})_{\Sigma 1.00}\text{O}_{1.00}$  с 24.07 мас. %  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (фиг. 10а), ильменитом –  $(\text{Fe}_{1.06}\text{Mn}_{0.01})_{\Sigma 1.07}\text{Ti}_{0.93}\text{O}_{3.00}$  (фиг. 10б) и биэлементными –  $(\text{Fe}_{0.95}\text{Mg}_{0.16}\text{Cr}_{0.01})_{\Sigma 1.12}\text{Ti}_{0.88}\text{O}_{3.00}$  +  $(\text{Fe}_{0.85}\text{Cr}_{0.09}\text{Ti}_{0.03}\text{Al}_{0.02}\text{Mg}_{0.01})_{\Sigma 1.00}\text{O}_{1.00}$  соединениями (фиг. 10в). Температуры их образования, определенные по бинарным диаграммам Fe–Cr и Fe–Ti, соответствуют более 1500°C для первого и выше 1300°C – для второго. Ранее нами было показано, что *PT*-параметры очагов магмогенерации для пикритов Башкирского мегантиклинория соответствуют: ишлинский комплекс –  $T = 1302\text{--}1313^\circ\text{C}$ ,  $P = 37\text{--}38$  кбар (Ковалев и др., 2017); лысогорский комплекс –  $T = 1230\text{--}1240^\circ\text{C}$ ,  $P = 21\text{--}36$  кбар (Ковалев и др., 2019). Вероятнее всего, очаг магмогенерации для расплава, сформировавшего породы мисаелгинского комплекса, располагался в этой же области. Таким образом, процесс ликвации рудного (сульфидно-Fe–Ti) расплава начался в очаге магмогенерации в мантийных условиях (фиг. 12).

После внедрения расплава в промежуточную камеру начинается процесс кристаллизационной дифференциации расплава с гравитационным осаждением выделившихся кристаллов. Моделирование процесса кристаллизации, осуществленное по двум моделям: по алгоритму Х.Д. Натана и К.К. Ван-Кирка (Nathan, Vankirk, 1978) и программному продукту КОМАГМАТ (Ariskin et al., 1993), с использованием двух механизмов внутри-

камерной дифференциации – равновесной кристаллизации при гравитационном фракционировании твердой фазы и фракционной кристаллизации при направленной кристаллизации, позволили установить, что наиболее вероятным механизмом формирования дифференцированного тела мисаелгинского комплекса являлась направленная кристаллизация с гравитационным осаждением Ol и Ol + Crx на начальных стадиях процесса становления массива. Схема кристаллизации основных породообразующих минералов выглядит следующим образом: при температуре 1380°C выделяется Ol (77–85% Fo), к которому при  $T = 1164^\circ\text{C}$  присоединяется Crx, в результате чего 40% объема расплава оказываются представленными биминеральной – Ol + Crx ассоциацией. Далее, при температуре 1139°C выделяется ассоциация Crx + Pl + Pg (пижонит), к которой при  $T = 1090^\circ\text{C}$  присоединяется Mgt с небольшим количеством ильменита. При этом необходимо подчеркнуть, что *PT*-условия в промежуточной камере, рассчитанные по амфибол-плагиоклазовому геотермобарометру (Blundy, Holland, 1990) ( $T = 950\text{--}1045^\circ\text{C}$ ,  $P = 4.0\text{--}7.4$  кбар), оказываются близки к параметрам, характерным для пикритов шатакского комплекса ( $T = 1012\text{--}1100^\circ\text{C}$ ,  $P = 3\text{--}10$  кбар) и пород кусинско-копанского комплекса ( $T = 1021\text{--}1097^\circ\text{C}$ ,  $P = 1\text{--}9$  кбар) (Ковалев и др., 2017; Холоднов и др., 2012) (фиг. 12).

Массовая кристаллизация оливина в промежуточной камере в температурном интервале 1168–1184°C приводит к тому, что количество никеля в расплаве разделяется, часть его входит в состав оливина (среднее содержание Ni в оливине – 0.3 мас. %, максимальное в оливине пикритового горизонта – 0.51–0.62 мас. %), а часть в новообразованные сульфиды. Вхождение никеля в две формирующиеся фазы приводит к его “дефициту” и появлению кобальтовых (Co-содержащих) минералов в поздних дифференциатах – габброидах (фиг. 8а, б).

Поведение Fe–Ti-минералов выявляется по неоднородностям их химического состава (табл. 3, 4). Присутствие минералов с примесями MgO и  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  только в пикритовом горизонте свидетельствует о том, что они подверглись гравитационному осаждению совместно с ранними силикатами. Наличие сростков магнетита и ильменита и магнетита со структурой распада твердого раствора позволяет рассчитать температуры их кристаллизации/распада и определить условия их кристаллизации в процессе становления интрузивного тела. Для определения температур кристаллизации использовалась программа ILMAT (Lepage, 2003). За конечный результат принимались данные, рассчитанные по модели (Lindsley, Spencer, 1982).



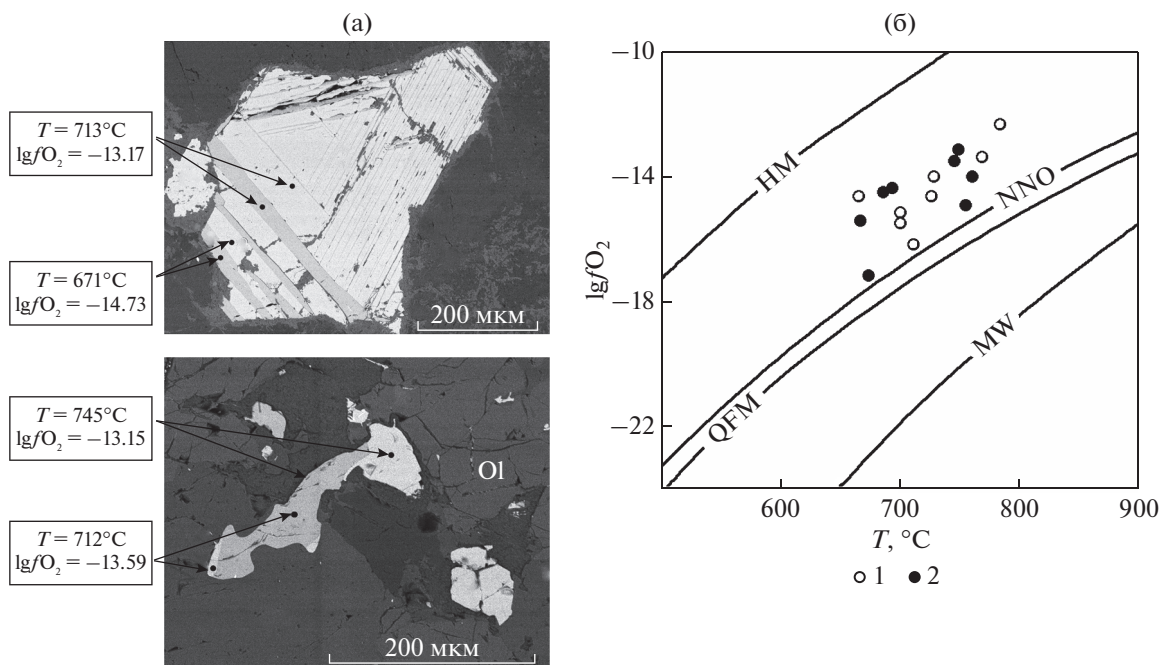
**Фиг. 12.** *PT*-диаграмма (а) и идеализированные схемы кристаллизации расплава (б) мисаелгинского комплекса. 1 – оливин; 2 – клинопироксен; 3 – ортопироксен; 4 – ликвационные выделения Fe–Ti-расплава; 5 – ликвационные выделения сульфидного расплава; 6 – сульфиды (а – никелевые; б – кобальтовые и кобальтсодержащие); 7 – магнетит; 8 – магнетит со структурами распада; 9 – ильменит; 10 – магнетит-ильменитовые сростки. Цифры на схеме (а): 1 – очаг магмогенерации для пикритов ишлинского комплекса; 2 – очаг магмогенерации для пикритов лысогогорского комплекса; 3 – гипотетический очаг магмогенерации для пород мисаелгинского комплекса; 4 – промежуточная камера для расплава шатакского комплекса; 5 – промежуточная камера для расплава кусинско-копанского комплекса; 6 – промежуточная камера для расплава мисаелгинского комплекса. Пояснения в тексте.

Как видно из фиг. 13а, температура кристаллизации сростков составляет 712–745°C. Ее вариации, рассчитанные для 12 сростаний, колеблются в пределах 648–745°C. Температуры распада твердого раствора, рассчитанные для 15 образцов минералов, колеблются в пределах 588–766°C. При этом наблюдается температурная зональность, направленная от центра кристалла к его краевым частям (фиг. 13а). То есть значительная масса магнетита и ильменита кристаллизовалась на поздних стадиях затвердевания интрузивного тела. При этом необходимо подчеркнуть, что наличие структур распада подразумевает существование гомогенной Fe–Ti-фазы, образовавшейся выше 766°C.

Из анализа диаграммы  $\lg f_{O_2} - T^\circ C$  (фиг. 13б) следует, что парциальное давление кислорода в процессе кристаллизации расплава снижалось при уменьшении температуры, что, в свою очередь, свидетельствует о закрытости системы по отношению к  $O_2$  и относительно слабой окисленности расплава (фигуративные точки располагаются ниже гематит-магнетитового буфера).

Суммируя все полученные результаты, приведенные выше, обобщенный процесс формирования сульфидов и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава пикродолеритового состава мисаелгинского комплекса в промежуточной камере можно представить в следующем виде (фиг. 12):

а) поступление расплава, содержащего интра-теллурические кристаллы оливина и ликвацион-



**Фиг. 13.** Температуры распада твердого раствора и кристаллизации магнетит-ильменитовых сростков (а) и диаграмма  $\lg f\text{O}_2 - T^{\circ}\text{C}$  (б) для Fe–Ti-минералов из пород мисаелгинского комплекса. 1 – минералы габбрового горизонта; 2 – минералы пикритового горизонта. Буфер НМ и MW по (Myers, Eugster, 1983), QFM по (Berman, 1988), NNO по (Huebner, Sato, 1970).

ные “капли” сульфидного и Fe–Ti-расплава в промежуточную камеру;

б) процесс внутрикамерной кристаллизационно-гравитационной дифференциации, при котором происходит кристаллизация сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава; кристаллизация *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Cr–Mg-ильменита, а также эволюция состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей;

в) на заключительной стадии эволюции расплава в промежуточной камере реализуется процесс кристаллизации Fe–Ti-сростков и распад Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом разновеликих и многообразных по форме сосуществующих минералов.

Таким образом, на основе детального изучения парагенезисов и ассоциаций рудных минералов, их морфологии и химического состава установлено, что процессы ликвации и кристаллизации рудных минералов из расплава не являются антагонистическими, а реализуются на определенных стадиях эволюции. При этом механизмы локализации рудного вещества в ограниченном объеме определяются физико-химическими параметрами и термобарическими условиями среды минералообразования, существующими в конкретном объеме расплава при его кристаллизации.

## ВЫВОДЫ

1. При анализе петрогеохимических характеристик установлено, что по вариациям основных петрогенных окислов, по конфигурации графиков нормализованных содержаний платиноидов и золота и по средним нормализованным количествам РЗЭ породы, слагающие мисаелгинский комплекс, наиболее близки (по ряду параметров идентичны) аналогам, слагающим кусинско-копанский комплекс.

2. Вариации химического состава основных породообразующих минералов и внутреннее строение дифференцированного тела удовлетворительно описываются моделью фракционной кристаллизации при реализации механизма направленной кристаллизации с гравитационным осаждением ОI, ОI + Crx и рудных минералов ранней генерации на начальных стадиях процесса становления массива.

3. Обобщенный процесс формирования сульфидной и Fe–Ti-минерализации при дифференциации расплава в промежуточной камере заключается в кристаллизации сульфидного и Fe–Ti-расплава в зависимости от его состава, в кристаллизации *iss* в виде “промежуточных” соединений, хроммагнетита и Cr–Mg-ильменита, а также эволюции состава пентландита в сторону Co-содержащих разновидностей. На заключительной стадии эволюции расплава в промежуточной камере реализуется процесс кристаллизации Fe–Ti-

сростков и распад Fe–Ti-твердых растворов с различным числом и составом разноразмерных и многообразных по форме сосуществующих фаз.

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны В.А. Котлярову за высокопрофессиональный анализ минералов, а также признательны анонимным рецензентам за полезные замечания, которые улучшили работу.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Исследования выполнены в рамках Государственного задания ИГ УФИЦ РАН (тема № 0252-2017-0012).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев А.А.* Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 137 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.* Расслоенные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С.* Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 363 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С., Френкель М.Ю.* Имитация кристаллизации толеитовой магмы при низком давлении при фиксированной летучести кислорода // *Geochem. Int.* 1986. Т. 24. № 5. С. 92–100.
- Бычков Д.А., Коптев-Дворников Е.В.* Программа КриМинал для моделирования равновесия расплав – твердые фазы при заданном валовом составе системы // Ультрамафит-мафитовые комплексы складчатых областей докембрия: Матер. межд. конф. Улан-Удэ: Изд-во БурНЦ СО РАН, 2005. С. 122–123.
- Дриц В.А., Коссовская А.Г.* Глинистые минералы: слюды, хлориты. М: Наука, 1991. 176 с.
- Ковалев С.Г.* Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1996. 99 с.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С.* Первые находки зигенита (CoNi<sub>2</sub>S<sub>4</sub>) в пикритовых и пикродолеритовых комплексах Южного Урала // *ДАН.* Т. 457. № 3. 2014. С. 308–314.  
<https://doi.org/10.7868/s086956521421021x>
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Гареев Э.З.* Благоприятная специализация терригенных пород нижнего и среднего рифея Южного Урала // *Литология и полезные ископаемые.* 2016. № 6. С. 530–546.  
<https://doi.org/10.7868/s0024497x16060057>
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Высоцкий С.И., Ковалев С.С.* Условия образования магматических пород при плюмовом процессе (на примере западного склона Южного Урала) // *ДАН.* 2017. Т. 475. № 2. С. 171–175.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565217200129>
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Благоприятная геохимическая специализация мезопротерозойских магматических комплексов Башкирского мегантиклинория и восточной окраины Восточно-Европейской платформы // *Литосфера.* 2018 Т. 18. № 2. С. 295–313.  
<https://doi.org/10.24930/1681-9004-2018-18-2-295-313>
- Ковалев С.Г., Маслов А.В., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Sm–Nd возраст пикритов лысогорского комплекса (Южный Урал): свидетельства инициального средне-рифейского магматизма // *ДАН.* 2019. Т. 488. № 1. С. 595–598
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С., Высоцкий С.И.* Минералы системы Fe–Ni–Co–Cu–S в пикритовых интрузиях Южного Урала: свидетельства ликвации и дифференциации сульфидного расплава // *Доклады Российской академии наук. Науки о Земле.* 2020. Т. 492. № 1. С. 29–34.  
<https://doi.org/10.31857/s2686739720050084>
- Кравченко Т.А., Ненашева С.Н.* Новые фазы в Cu–Ni рудах норильских месторождений // *Новые данные о минералах.* 2015. № 50. С. 84–88.
- Синякова Е.Ф., Косяков В.И.* Фазовые соотношения и фугитивность серы в системе Fe–FeS–NiS–Ni при температуре 900°C // *Геология и геофизика.* 2006. Т. 47. № 7. С. 838–849.
- Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Кох К.А., Наумов Е.А.* Последовательная кристаллизация пирротина, кубанита и промежуточного твердого раствора из Cu–Fe–(Ni)–S расплава // *Геология и геофизика.* 2019. Т. 60. № 11. С. 1577–1588.  
<https://doi.org/10.15372/GiG2019091>
- Уэйдджер Л.П., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., 1970. 552 с.
- Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
- Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С.* Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд средне-рифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // *Литосфера.* 2012. № 5. С. 145–165.
- Шарков Е.В., Чистяков А.В., Щипцов В.В., Богина М.М., Фролов П.В.* Происхождение Fe–Ti оксидной минерализации в среднепалеопротерозойском Ельтьозерском сиенит-габбровом интрузивном комплексе (северная Карелия, Россия) // *Геология руд. месторождений.* 2018. Т. 60. № 2. С. 198–230.  
<https://doi.org/10.7868/s0016777018020041>
- Aitchison S.J. & Forrest A.H.* Quantification of crustal contamination in open magmatic systems // *J. Petrol.* 1994. V. 35. № 2. P. 461–488.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/35.2.461>
- Ariskin A.A., Frenkel M.Ya., Barmina G.S., Nielsen R.L.* Comagmat: a Fortran program to model magma differentiation processes // *Comput. Geosci.* 1993. V. 19. № 8. P. 1155–1170.  
[https://doi.org/10.1016/0098-3004\(93\)90020-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(93)90020-6)
- Bai Z.-J., Zhong H., Naldrett A.J., Zhu W.-G., Xu G.-W.* Whole-rock and mineral composition of constraints on the genesis of the giant Hongge Fe–Ti–V oxide deposit in the Emeishan Large Igneous Province, Southwest China // *Econ. Geology.* 2012. V. 107. № 3. P. 507–524.  
<https://doi.org/10.2113/econgeo.107.3.507>
- Barnes S.J., Lightfoot P.C.* Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and plati-

- num-group element contents. // *Economic Geology* 100<sup>th</sup> Anniversary Volume. 2005. P. 179–213.
- Barnes S.-J., Maier W.D.* The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *C.E.G. Geological Association of Canada. Short Course*. 1999. V. 13. P. 69–106.
- Beattie P.* Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1993. V. 115. № 1. P. 103–111. <https://doi.org/10.1007/bf00712982>
- Berman R.G.* Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O–K<sub>2</sub>O–CaO–MgO–FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–TiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> // *J. Petrol.* 1988. V. 29. № 2. P. 445–522. <https://doi.org/10.1093/petrology/29.2.445>
- Blundy J.D. & Holland T.J.B.* Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1990. V. 104. № 2. P. 208–224. <https://doi.org/10.1007/bf00306444>
- Bohrson W.A. and Spera F.J.* Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation-fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 1019–1041. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.1019>
- Bowen N.L.* The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton, 1928. 334 p.
- Charlier B., Grove T.L.* Experiments on liquid immiscibility along tholeiitic liquid lines of descent // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. № 1. P. 27–44. <https://doi.org/10.1007/s00410-012-0723-y>
- DePaolo D.J.* Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization // *Earth Planet. Sci Lett.* 1981. V. 53. № 2. P. 189–202. [https://doi.org/10.1016/0012-821x\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821x(81)90153-9)
- Fleet M.E., Pan Y.* Fractional crystallization of anhydrous sulfide liquid in the system Fe–Ni–Cu–S, with application to magmatic sulfide deposits // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1994. V. 58. № 16. P. 3369–3377. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90092-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90092-2)
- Giret A., Bonin B., Leger J.M.* Amphibole compositional trends in oversaturated alkaline plutonic ring-complexes // *Can. Mineral.* 1980. V. 18. P. 481–495.
- Huebner J.S., Sato M.* The oxygen fugacity-temperature relationships of manganese oxide and nickel oxide buffers // *Amer. Mineral.* 1970. V. 55. P. 934–952.
- Jakobsen J.K., Veksler I.V., Tegner C., Brooks C.K.* Crystallization of the Skaergaard intrusion from an emulsion of immiscible iron and silica-rich liquids: evidence from melt inclusions in plagioclase // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 2. P. 345–373. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq083>
- Kranidiotis P., MacLean W.H.* Systematic of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec // *Econ. Geol.* 1987. V. 82. № 7. P. 1898–1911. <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.82.7.1898>
- Kretz R.* Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1982. V. 46. № 3. P. 411–422. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(82\)90232-0](https://doi.org/10.1016/0016-7037(82)90232-0)
- Kullerud G., Yund R.A., Moh G.H.* Phase relations in the Cu–Fe–S, Cu–Ni–S, and Fe–Ni–S systems // *Magmatic ore deposits* / Ed. H.D.B. Wilson. *Econ. Geol. Monograph*. 1969. V. 4. P. 323–343. URL: <https://pubs.geoscience-world.org/books/book/1856/chapter/107712764/Phase-Relations-in-the-Cu-Fe-S-Cu-Ni-S-and-Fe-Ni-S>. <https://doi.org/10.5382/Mono.04.23>.
- Lepage L.D.* ILMAT: an excel worksheet for ilmenite-magnetite geothermometry and geobarometry // *Comput. Geosci.* 2003. V. 29. № 5. P. 673–678. [https://doi.org/10.1016/s0098-3004\(03\)00042-6](https://doi.org/10.1016/s0098-3004(03)00042-6)
- Lindsley D.H., Spencer K.J.* Fe-Ti oxide geothermometry: Reducing analyses of coexisting Ti-magnetite (Mt) and ilmenite (Ilm) // *American Geophysical Union*. 1982. V. 63. № 18. P. 471.
- Loucks Robert R.* A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer // *Contrib Mineral. Petrol.* 1996. V. 125. № 2–3. P. 140–150. <https://doi.org/10.1007/s004100050211>
- McDonough W.F., Sun S.S.* Composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Myers J, Eugster H.P.* The system Fe–Si–O: oxygen buffer calibrations to 1,500 K // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1983. V. 82. № 1. P. 75–90. <https://doi.org/10.1007/bf00371177>
- Naldrett A.J., Ebel D.S., Asif M., Morrison G., Moore C.M.* Fractional crystallization of sulfide melts as illustrated at Noril'sk and Sudbury // *Eur. J. Miner.* 1997. V. 9. № 2. P. 365–378. <https://doi.org/10.1127/ejm/9/2/0365>
- Nathan H.D., Vankirk C.K.* A model of magmatic crystallization // *Petrology.* 1978. V. 19. № 1. P. 66–94. <https://doi.org/10.1093/petrology/19.1.66>
- Nielsen R.L.* EQUIL: a program for the modeling of low-pressure differentiation processes in natural mafic magma bodies // *Computers & Geosciences.* 1985. V. 11. № 5. P. 531–546. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(85\)90084-6](https://doi.org/10.1016/0098-3004(85)90084-6)
- Nielsen R.L.* TRACE FOR: A program for the calculation of combined major and trace-element liquid lines of descent for natural magmatic systems // *Computers & Geosciences.* 1988. V. 14. № 1. P. 15–35. [https://doi.org/10.1016/0098-3004\(88\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0098-3004(88)90050-7)
- Pang K.-N., Zhou M.-F., Lindsley D., Zhao D., and Malpas J.* Origin of Fe-Ti oxide ores in mafic intrusions: evidence from the Panzhihua Intrusion, SW China // *J. Petrol.* 2008. V. 49. № 2. P. 295–313. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm082>
- Perchuk L.L., Saxena S.K., Bhattacharji S.* Thermodynamic control of metamorphic processes in Energetics of Geological Processes. New York: Springer, 1977.
- Powell R.* Inversion of the assimilation and fractional crystallization (AFC) equations; characterization of contaminants from isotope and trace element relationships in volcanic suites // *Journal of Geological Society.* 1984. V. 141. № 3. P. 447–452. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0447>
- Roedder P.L., Emslie R.F.* Olivine-liquid equilibrium // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1970. V. 29. № 4. P. 275–289. <https://doi.org/10.1007/bf00371276>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Energy-constrained open-system magmatic processes, 1: General model and energy con-



- strained assimilation and fractional crystallization (ECAFC) formulation // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 5. P. 999–1018.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/42.5.999>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Energy-constrained open system magmatic processes, 3. Energy-constrained recharge, assimilation, and fractional crystallization (EC-RAFC) // *Geochemistry Geophysics Geosystems.* 2002. V. 3. № 12. P. 1–20.  
<https://doi.org/10.1029/2002gc000315>
- Spera F.J., Bohrson W.A.* Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC) // *J. Petrol.* 2004. V. 45. № 12. P. 2459–2480.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egh072>
- Tsusue A.* The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan // *Contr. Mineral. Petrol.* 1973. V. 40. № 4. P. 305–314.  
<https://doi.org/10.1007/bf00371021>
- Veksler I.V., Dorfman A.M., Borisov A.A., Wirth R., Dingwell D.B.* Liquid immiscibility and the evolution of basaltic magma // *J. Petrol.* 2007. V. 48. № 11. P. 2187–2210.  
<https://doi.org/10.1093/petrology/egm056>
- Wang C.Y., Zhou M.F.* New textural and mineralogical constraints on the origin of Hongge Fe-Ti-V oxide deposits, SW China // *Mineral. Deposita.* 2013. V. 48. № 6. P. 787–798.  
<https://doi.org/10.1007/s00126-013-0457-4>
- Wells P.R.A.* Pyroxene thermometry in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1977. V. 62. № 2. P. 129–139.  
<https://doi.org/10.1007/bf00372872>
- Wood B.J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1973. V. 42. № 2. P. 109–124.  
<https://doi.org/10.1007/bf00371501>

УДК 553.046+553.068.368

## КРУПНЕЙШАЯ В МИРЕ БОКСИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО (ЗАПАДНАЯ АФРИКА). ЧАСТЬ 2: ВЛИЯНИЕ СОСТАВА МАТЕРИНСКИХ ПОРОД НА РАСПРОСТРАНЕННОСТЬ И КАЧЕСТВО БОКСИТОВ

© 2021 г. В. И. Мамедов<sup>a, b</sup>, М. А. Макарова<sup>a, \*</sup>, Н. М. Боева<sup>a, \*\*</sup>,  
Д. А. Внучков<sup>b</sup>, Н. С. Бортников<sup>a, c</sup>

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

<sup>b</sup>Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Ленинские горы, 1, Москва, 119991 Россия

<sup>c</sup>Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А. П. Карпинского,  
Средний пр., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

\*e-mail: frolikovam@gmail.com

\*\*e-mail: boeva@igem.ru

Поступила в редакцию 19.03.2021 г.

После доработки 17.05.2021 г.

Принята к публикации 18.05.2021 г.

Рассмотрены закономерности и особенности влияния литологии материнского субстрата на распределение и качество бокситов в бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго. Литология материнского субстрата влияет на распространенность и качество бокситов как в региональном – площадном масштабе, так и локально. Более 99% месторождений и проявлений бокситов приурочено к структурно-вещественным комплексам платформенного чехла. Преобладающим материнским субстратом, контролирующим распространенность бокситов низкого и среднего качества, являются существенно глинистые породы (аргиллиты, алевролиты и алевро-аргиллиты), а также долериты, конга-диабазы и реже габбро-долериты, которые имеют региональное распространение. К локальному литологическому контролю относятся местные переотложенные накопления продуктов разрушения бокситоносных латеритных покровов. Главными определяющими факторами степени благоприятности материнского алюмосиликатного субстрата являются железистый модуль ( $Al_2O_3/Fe_2O_3$ ), а также количество и размеры зерен кварца. К региональному литологическому фактору также отнесены среднемиоценовые водно-осадочные отложения серии Сангареди, их эпигенетические изменения, совместные с подстилающими породами, и последующая латеритизация с образованием осадочно-латеритных и инфильтрационно-метасоматических бокситов высокого и экстра-качества.

*Ключевые слова:* Фута Джалон-Мандинго, бокситоносность, бокситоносная провинция, бокситоносный потенциал, запасы бокситов, бокситы, материнский субстрат, железистый модуль, коры выветривания, латериты

DOI: 10.31857/S001677702105004X

### ВВЕДЕНИЕ

Настоящая публикация является второй из намеченных четырех, посвященных самой крупной бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ), расположенной в Западной Африке.

Общие сведения, включая географическую, ландшафтно-климатическую, геологическую и геоморфологическую приуроченность, а также оценку ресурсов и историю их изученности были изложены в первой публикации (Мамедов и др., 2020<sub>1</sub>). Целью настоящей работы является анализ распределения месторождений бокси-

тов и их качества в связи с литологией материнского субстрата.

Формирование бокситовых залежей контролируется многими факторами, такими как климатический, петрохимический, геоморфологический, тектонический, биогенный, гидрогеологический и временной. Отсутствие влияния хотя бы одного из них делает процесс бокситообразования невозможным. Петрохимический фактор, не меняющийся в процессе латеритизации, в значительной степени контролирует химические, минералогические и структурные особенности конечных продуктов выветривания.

Влияние состава материнских пород на процесс бокситообразования изучается около 100 лет. Латеритные бокситовые залежи образуются почти на любых глиноземсодержащих породах, начиная от глинистых карбонатных и ультраосновных и кончая высококремнистыми — гранитами, филлитами, кондалитами, чарнокитами, кварц-мусковитовыми сланцами (Bardossy, Aleva, 1990). Также установлена определенная взаимосвязь между распределением и количеством (тоннажем) залежей и типом материнской породы. Первая статистическая оценка в связи с этим была проведена Бардоши в 1983 г. и уточнена в 1990 г. Он подсчитал соотношение всех известных источников и показал, что наибольшие запасы связаны с осадочными породами, базальтами и долеритами, а затем с метаморфическими породами. Среди магматических пород наиболее благоприятны для бокситообразования анортозиты, состоящие практически целиком из щелочного плагиоклаза. Однако наиболее распространенными материнскими породами бокситов являются породы, слагающие обширные площади земной поверхности, а не породы с наиболее благоприятным составом. Теоретически, наиболее “совершенными” материнскими породами должны быть высокоглиноземистые, бескварцевые щелочные породы (нефелиновые сиениты, фойяиты, фонолиты), однако с ними связано менее 2% мирового тоннажа латеритных бокситов, поскольку их распространенность очень небольшая.

На основании исследования большого количества фактического материала эталонной бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (ФДМ) удалось подтвердить и уточнить основополагающую роль петрохимического фактора при формировании бокситов.

### КОРЕННОЙ СУБСТРАТ В ПРЕДЕЛАХ БОКСИТОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ ФУТА ДЖАЛОН-МАНДИНГО

Бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго сложена комплексами пород Сахарской платформы (Леоно-Либерийского щита), породами, образовавшимися в результате Панафриканской тектономагматической активизации зон Басари на севере и Рокелл на юге и платформенным чехлом (фиг. 1).

#### *Платформенный чехол*

Подавляющая часть территории провинции ФДМ сложена породами платформенного чехла юга Сахарской платформы (фиг. 1). В западной части платформенный чехол представлен палеозойскими терригенно-осадочными отложениями, в составе которых (снизу вверх) выделяются: свита Пита ордовика (Opt), свита Телимеле силу-

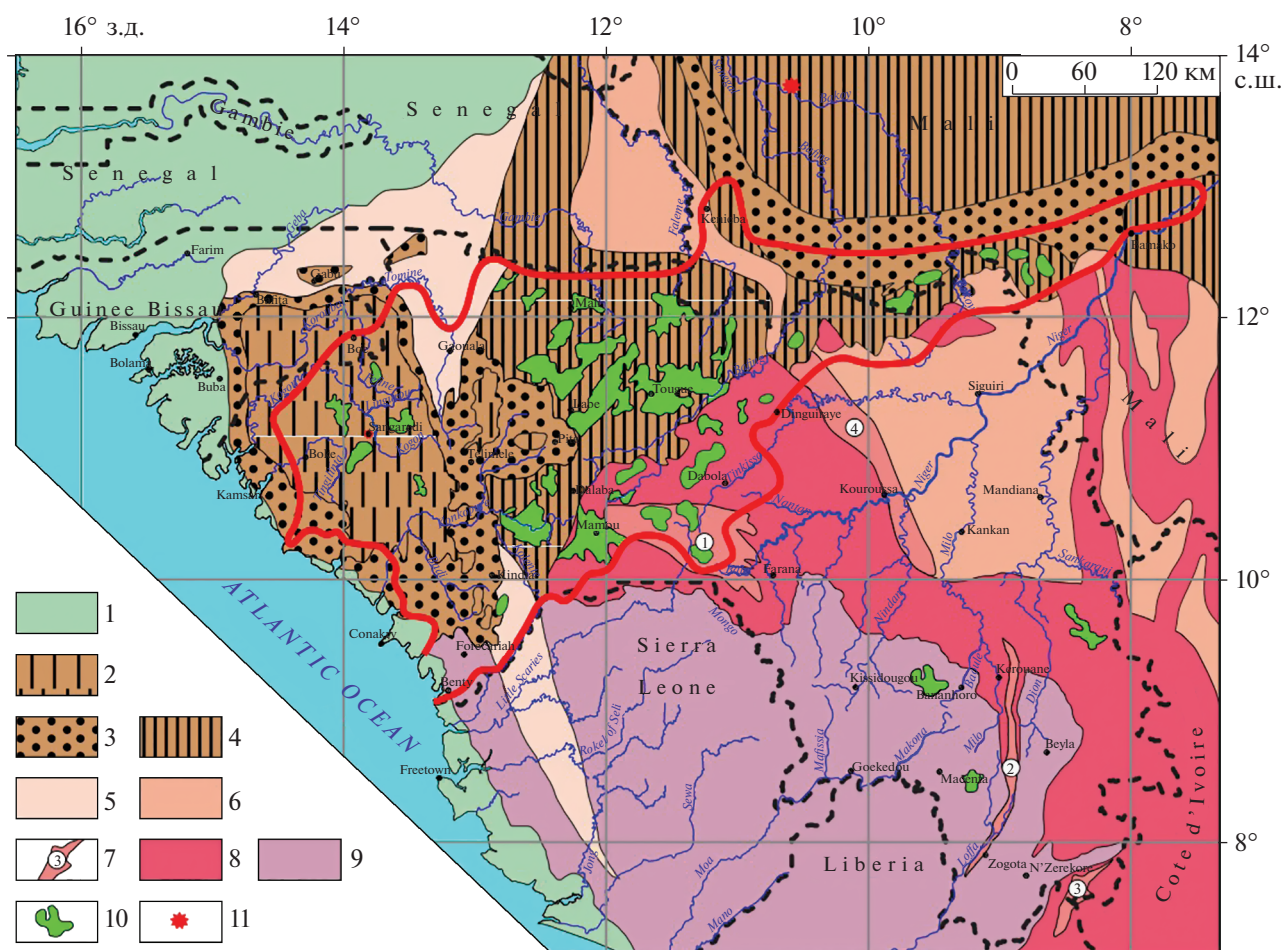
ра (Stl), свита Фаро девона (Dft). Свита Пита сложена кварцевыми разномерными с преобладанием крупно-грубозернистых разновидностей песчаниками с прослоями и пачками кварцевых гравелитов и конгломератов. На них согласно залегают аргиллиты, алевро-аргиллиты и алевроиты свиты Телимеле, известные также в регионе под названием граптолитовых сланцев. Выше, также без видимого несогласия, они перекрываются песчано-глинистыми отложениями свиты Фаро. В ее составе установлена смена (снизу вверх) мелкозернистых песчаников с прослоями алевролитов и алевро-аргиллитов более глинистыми породами — аргиллитами и алевро-аргиллитами с редкими прослоями мелкозернистых кварц-полевошпатовых песчаников.

Палеозойские породы платформенного чехла на западе региона образуют крупную синклинали Бове-Бафата. За долиной р. Томине на восток к оси поднятия плато Фута Джалон восточное крыло синклинали поднято примерно на 950 м, и подошва отложений ордовика здесь имеет уже абсолютные отметки 1100–1150 м, тогда как у побережья она уходит под уровень океана примерно на 50–300 м. Под отложениями ордовика находятся также преимущественно терригенно-осадочные платформенные отложения венда и рифея серий Фалеме, Унду, Мадина Кута. На восточном склоне Фута Джалона ими сложена синклинали структура-впадина Туге, вместе с синклинали Бове от побережья до долины р. Бафинг на востоке они представляют Гвинейскую синеклизу.

В самой верхней части допалеозойского платформенного чехла в приосевой части поднятия Фута Джалона на западном крыле впадины Туге сохранились аргиллиты, алевролиты и песчаники с прослоями доломитов и тиллитов серии Фалеме, которая датируется палеопротерозоем (Mamedov et al., 2010). Над ними залегают отложения венда серии Унду. Они представлены переслаиванием аргиллитов и алевролитов с кварцевыми песчаниками, в том числе крупнозернистыми.

В основании платформенного чехла центральной части ФДМ, от долины р. Томине на западе до долины р. Бафинг на востоке, залегают отложения верхнего рифея — серии Мадина Кута. Она сложена в основном кварцевыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами в различных соотношениях. В центральной части впадины Туге увеличивается количество аргиллитов, тогда как западнее и восточнее наблюдается больше песчаников. Отмечаются в нижней части разреза на востоке прослой известняков и доломитов, а в основании толщи — гравелиты и конгломераты.

Палеозойские и венд-рифейские отложения платформенного чехла Гвинейской синеклизы широко интродуцированы силлами и дайками долеритов, конга-диабазов и реже габбро-долеритов



**Фиг. 1.** Тектоническая схема территории бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго и ее обрамления.

1 – мезозойско-кайнозойская периокеаническая Сенегало-Гвинейская впадина и прибрежно-морские молодые террасы; 2–4 – отложения платформенного чехла: 2 – алевро-аргиллиты, аргиллиты, мелкозернистые песчаники девона и силура синклинали Бове, 3 – грубые кварцевые пески, гравелиты и конгломераты ордовика, инфракембрия и венда, 4 – алевро-аргиллиты и песчаники палеопротерозоя, венда и рифея; 5 – осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические образования пан-африканского этапа тектоно-магматической активизации; 6 – осадочные и вулканогенные образования раннепротерозойской биримской серии и гранитоиды эбурнейской фазы активизации; 7 – интенсивно дислоцированные и метаморфизованные раннепротерозойские терригенные отложения с пластообразными телами метагаббро, метапироксенитов, амфиболитов и итабиритов раннего этапа (рифты: 1 – Монго, 2 – Симанду и 3 – Нимба) и сложнодислоцированные и метаморфизованные вулканогенно-терригенные отложения Биримской серии с субвулканическими телами основного и кислого состава позднего этапа (4 – рифтогенный прогиб Ниандан-Банье); 8 – граниты, гранито-гнейсы и мигматиты архейского и раннепротерозойского возраста; 9 – архейские и раннепротерозойские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, гранулиты, чарнокиты с телами и пачками магнетитовых кварцитов; 10 – силлы долеритов и габбро-долеритов мезозойской трапповой формации; 11 – проявление бокситов Ньяколенисира.

мезозойской трапповой формации. Силлы зачастую образуют многоярусную до 4–5 тел систему. Как правило, тела силлов приурочены к внутриформационным и межформационным границам, в том числе к контакту между породами чехла и цоколя платформы. Силлы в поле развития гранитоидов и метаморфических пород, с которыми связаны месторождения и проявления бокситов, показаны на фиг. 1.

Восточнее, за долиной р. Бафинг, платформенный чехол южного крыла синеклизы Таудени

сложен нижнерифейскими породами серий Дабату и Бале. На востоке ФДМ наиболее широко распространены кварцевые и аркозовые песчаники, конгломераты с валунами, с прослоями брекчий и реже аргиллитов и алевролитов серии Дабату. Севернее, вдоль границы Гвинейской республики с переходом на территорию Республики Мали, развиты аналоги серии Бале. Формации Тамбаура и Содиола сложены в основном кварцевыми песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, а также тиллитов, с отдельными прослоями и пачками магнетитовых квар-

**Таблица 1.** Химический состав, содержание и размер зерен кварца в породах платформенного чехла

Порода	Химический состав, %								
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	TiO <sub>2</sub>	LOI	RO + R <sub>2</sub> O	кварц	размер кварца, мм
Венд, серия Унду									
Аргиллиты	56.76	14.79	8.29	—	0.73	2.38	6.19	19.66	<0.005
Ордовик, свита Пита									
Песчаники	94.59	2.04	1.63	0.72	0.15	0.65	0.46	76.94	от 1–2 до 20
Силур, свита Телимеле									
Алевролиты	60.91	18.93	4.13	3.06	1.04	0.58	7.36	19.51	0.005–0.05
Аргиллиты	69.07	16.24	3.25	2.29	1.09	0.26	4.33		<0.005
Девон, свита Фаро									
Песчаники	84.9	7.33	1.71	0.44	1.14	0.27	1.94	58.43	0.05–0.25
Алевролиты	60.47	16.4	6	0.43	0.93	5.57	4.43	20.36	0.005–0.05
Аргиллиты	65.72	18.16	7.56	—	1.09	2.44	4.72	18.75	<0.005
Мезозойская трапповая формация									
Долериты и конга-диабазы	50.83	14.96	1.56	6.9	1.51	1.95	20.81	5.72	до 1
Среднемиоценовые континентальные водноосадочные отложения серии Сангареди									
Галечные	41.6	37.77	4.16	—	2.24	13.38	0.33		
Гравийные	43.55	34.8	5.54	—	2.04	13.43	0.23		
Песчанистые	41.02	38.84	3.7	—	2.8	13.88	0.03		
Глинистые	43.5	38.57	1.64	—	1.93	13.91	0.02		

цитов. Еще севернее (за 13° северной широты) обнаружены породы неопротерозойско-кембрийского возраста серии Киффа, состоящие из доломитов, граувакков, алевролитов, известняков и яшмы.

Породы южного крыла синеклизы Таудени также широко прорваны основными породами мезозойской трапповой формации, которые являются благоприятным материнским субстратом для образования бокситов на фоне преобладания кварцевых песчаников.

В табл. 1 приведен химический и минеральный состав коренных пород платформенного чехла.

### Цоколь платформы

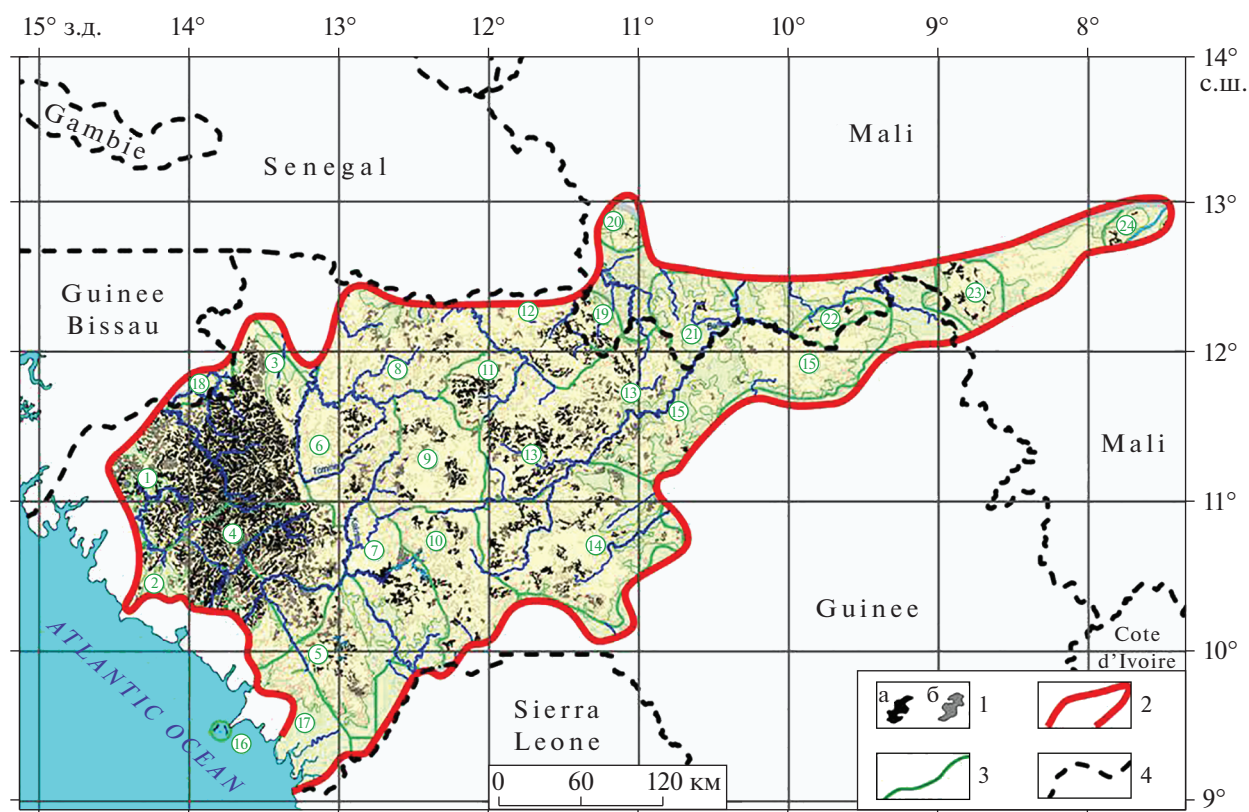
По всей юго-западной и южной границе отложений палеозойского и позднепротерозойского платформенного чехла картируются в основном архейские и раннепротерозойские кристаллические и метаморфические сланцы с прослоями и пачками кварцитов и итаберитов, гранито-гнейсы и различные гранитоиды. Для пород всех этих комплексов характерно большое содержание кварца, как правило, в крупных выделениях, по которым в данной провинции не выявлено месторождений латеритных бокситов.

*Панафриканская зона тектономагматической активизации* простирается в субмеридиональном направлении (фиг. 1). Зона состоит из вулканиче-

ских и вулканогенно-осадочных толщ вендского возраста. На севере в зоне Бассари распространены базальты, порфириты, риолиты, андезиты, фельзиты, дациты и их туфы, туфоалевролиты, туфопесчаники и туффиты. На юге, в зоне Рокелл — спиллиты, порфириты и лавобрекчии, альбитофиры, туфы, яшмы, алевролиты и песчаники (Mamedov, 2010). В сопряженных с зонами поднятий впадинах накопились малассовые разнообломочные (в основном грубообломочные) отложения.

В перекрытой палеозойским платформенным чехлом части, зона трассируется разломами и выходами мелких тел вендских гранитоидов, но в силу низкого, в основном, молодого рельефа на них также неизвестны месторождения бокситов.

Наряду с коренными породами в пределах провинции установлено (Мамедов и др., 2020<sub>3</sub>), что в среднем миоцене благодаря инверсии — подъему базиса эрозии — произошло накопление континентальных водно-осадочных отложений серии Сангареди, которыми была сложена обширная аллювиальная равнина (Мамедов и др., 2020<sub>2</sub>). За счет влажного и жаркого климата, богатой растительности в обводненных, но проточных, условиях долин и озер и высокой биологической активности среды произошло обеление (вынос железа) и ресилификация в глеевой геохимической обстановке. При разведке нижних



**Фиг. 2.** Карта распределения месторождений и проявлений бокситов по бокситорудным районам провинции Фута Джалон-Мандинго (Мамедов и др., 2020<sub>1</sub>).

1 – месторождения и проявления бокситов: а – разведанные по регулярной сети от  $75 \times 75$  м до  $400 \times 400$  м; б – опосредованные по сети от  $500 \times 500$  до  $800 \times 800$  м и единичными скважинами; 2 – граница провинции Фута Джалон-Мандинго; 3 – границы бокситорудных районов: 1 – Боке, 2 – Фрия, 3 – междуречье Когон-Томине, 4 – Фатала, 5 – Дебеле-Киндия, 6 – Лелума, 7 – Сугета-Кебали, 8 – Мали, 9 – Пита-Лабе, 10 – Далаба-Маму, 11 – Донголь-Сигон, 12 – Балин-Ко, 13 – Туге, 14 – Дабола, 15 – Бафинг-Тинкисо, 16 – Острова Лос, 17 – Форекария, 18 – Боз, 19 – Фалея, 20 – Кеньба, 21 – Западный Бафинг, 22 – Балея, 23 – Западное Бамако, 24 – Восточное Бамако; 4 – границы государств региона.

горизонтов месторождения Сангареди были подсечены почти нелатеритизированные отложения различных фаций, состав которых также указан в табл. 1.

### ПЛОЩАДНОЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ КОРЕННОГО СУБСТРАТА ЗА РАСПРЕДЕЛЕНИЕМ И КАЧЕСТВОМ БОКСИТОВ

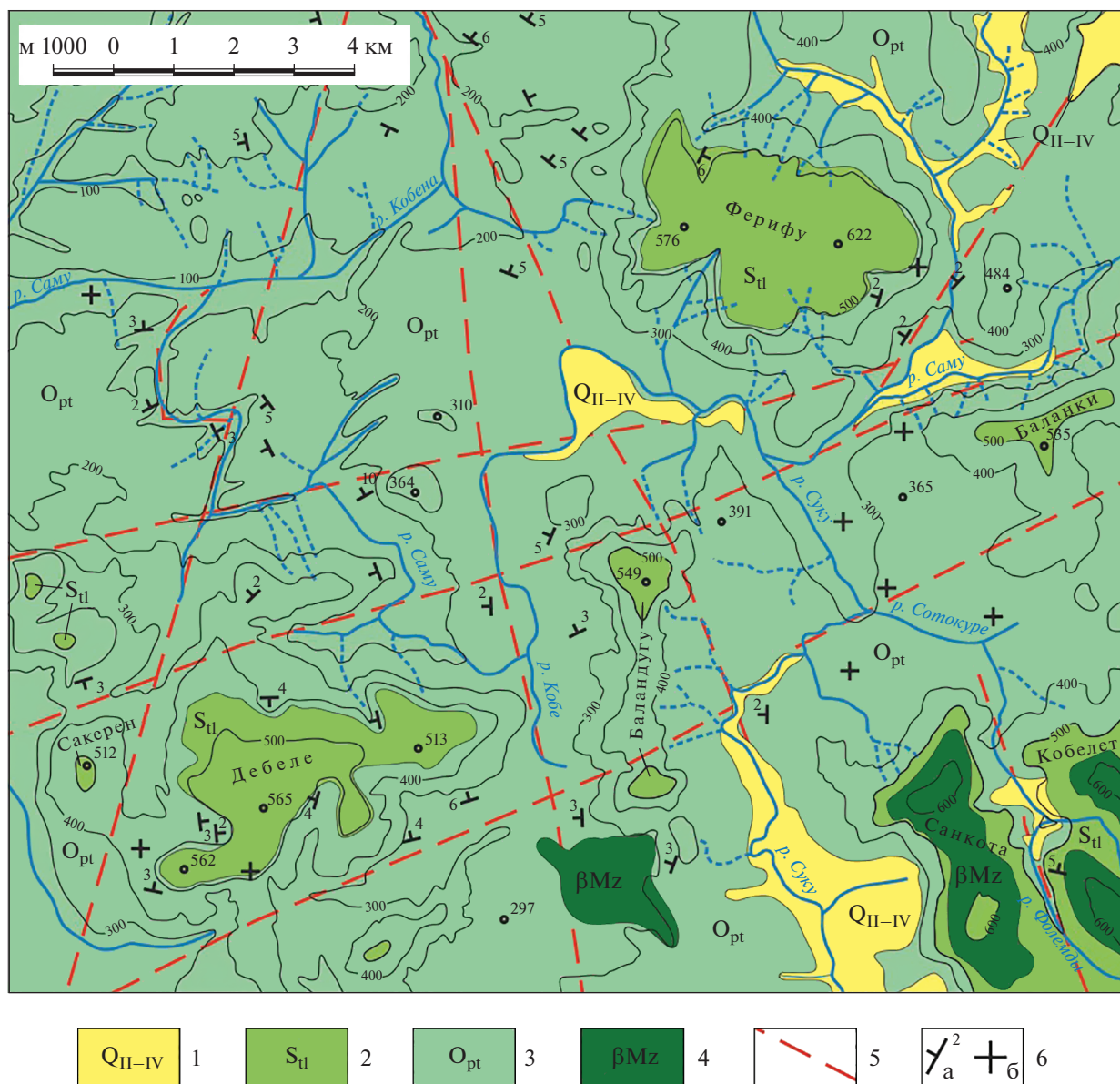
При сравнении карты месторождений и проявлений бокситов (фиг. 2) с тектонической схемой (фиг. 1) хорошо видна зависимость распределения латеритных бокситоносных покровов от литологии коренного субстрата.

#### Западная зона (западнее долины р. Томине)

Максимальная концентрация залежей бокситов установлена на западе и северо-западе провинции в бокситорудных районах Боке (левобе-

режье р. Когон), Фрия, Когон-Томине, Фатала. Все они приурочены к ядру синклинали Бове, сложенной существенно глинистыми терригенными отложениями девона и силура: аргиллитами, алевро-аргиллитами и алевролитами. В этих районах известно 517 месторождений и проявлений бокситов, на которых сосредоточено 30.43 млрд т ресурсов, составляющих 64.5% от общего потенциала провинции.

На крыльях синклинали Бове, где широкой полосой (особенно на юге и востоке) обнажаются кварцевые песчаники ордовика, происходит резкое сокращение встречаемости месторождений бокситов. Выявленные на этих площадях бовали с бокситоносными латеритными покровами связаны либо с силлами долеритов, либо с остатками аргиллитов силура на вершинах останцовых возвышенностей. В этом отношении показательным является бокситорудный район Дебеле-Киндия. Здесь, на площади развития кварцевых песчаников ордовика, на вершинах останцовых возвы-



**Фиг. 3.** Геологическая карта района месторождений группы Дебеле.

1 – отложения комплекса среднеплейстоценово-голоценовых долин; 2 – алевро-аргиллиты (граптолитовые сланцы) свиты Телимеле, силура; 3 – песчаники кварцевые, разнозернистые с прослоями кварцевых гравелитов и конгломератов свиты Пита, ордовик; 4 – долериты, конга-диабазы мезозойской трапповой формации; 5 – разломы и зоны трещиноватости; 6 – элементы залегания: а – наклонные; б – горизонтальные.

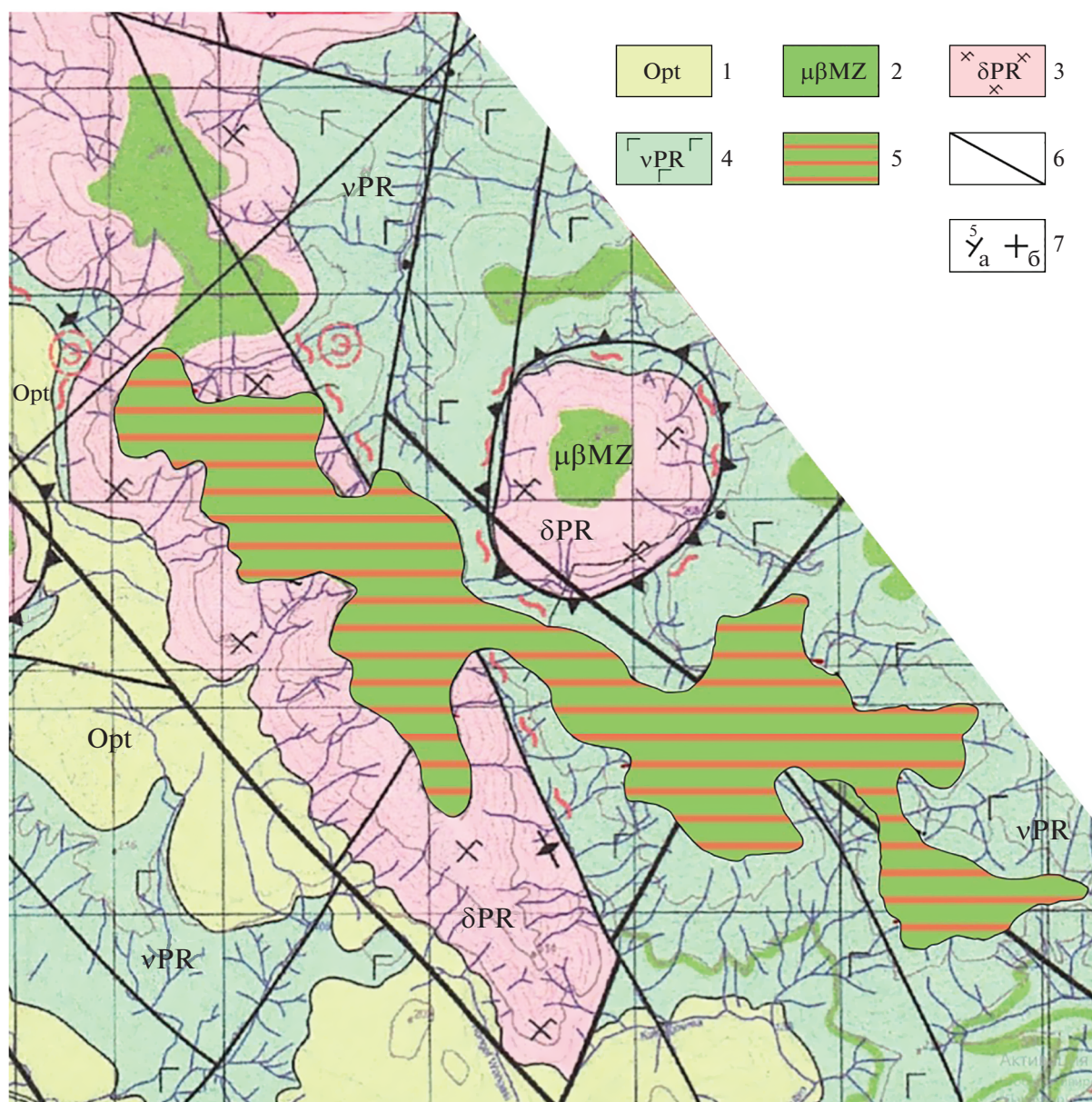
шенностей и местных водоразделов, где сохранились алевро-аргиллиты силура, сформировались месторождения бокситов (фиг. 3). В том числе открытое нами в 1968 г. месторождение Дебеле, на базе которого было создано национальное бокситодобывающее предприятие, руды из которого поставлялись на глиноземные заводы Советского Союза.

Или, например, на левобережье р. Томине, в поле развития магматических пород зоны Бассари Панафриканской активизации и песчаников ор-

довика, на севере бокситорудного района Когон-Томине, на пологой вершине местного останца крупное месторождение бокситов образовалось исключительно по силлу долеритов (фиг. 4).

*Центральная зона (приосевая часть, от долины р. Томине до долины р. Бафинг)*

Далее на восток, на осевой части поднятия, простирается поле песчаников ордовика, в пределах которого встречаются небольшие месторождения бокситов, приуроченные к местным плос-



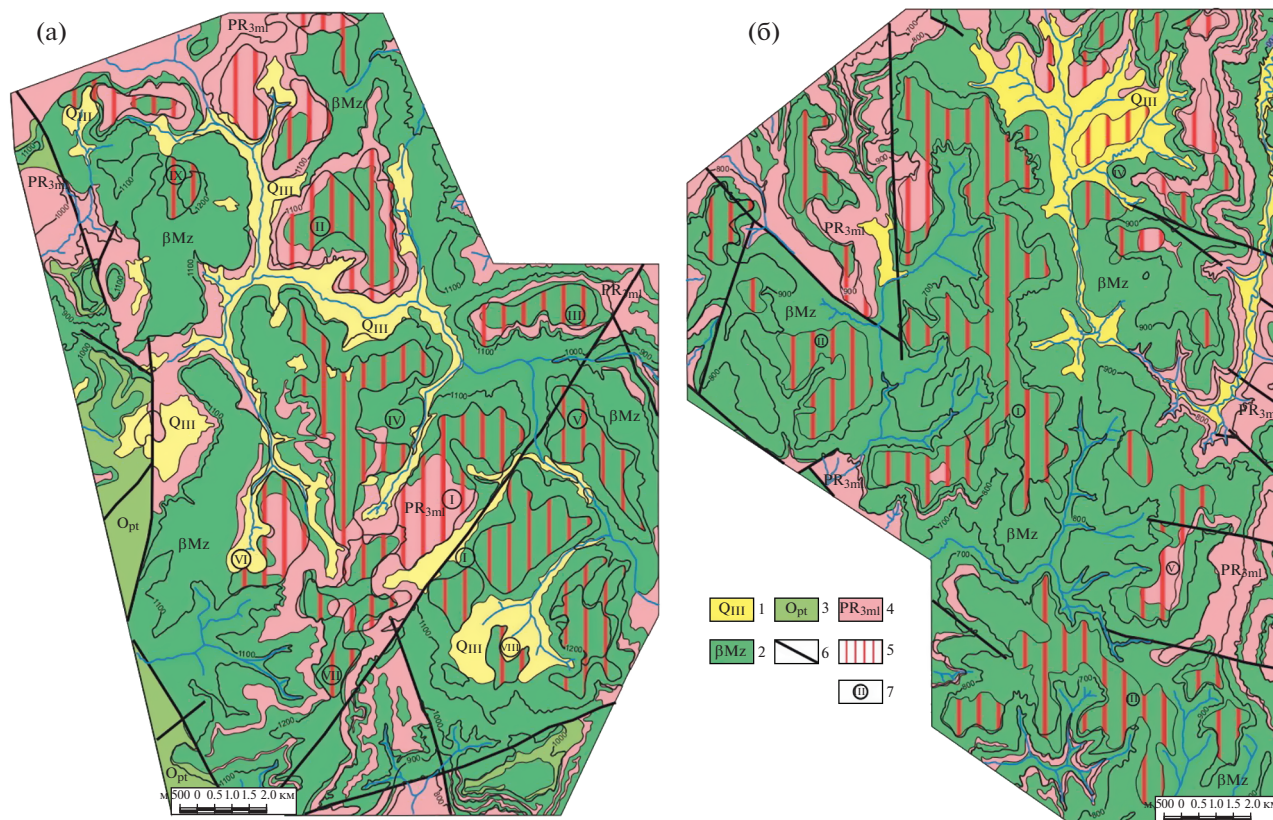
**Фиг. 4.** Геологическая позиция месторождения бокситов Бембеле на севере района Когон-Томине.

1 – песчаники кварцевые, гравелиты, конгломераты свиты Пита, ордовик; 2 – долериты и конга-диабазы мезозойской траптовой формации; 3–4 – вещественные комплексы позднего протерозоя зоны Панафриканской активизации Бас-сари: 3 – диориты и кварцевые диориты; 4 – габброиды и базальтоиды; 5 – площади развития бокситов в латеритном покрове; 6 – разломы; 7 – элементы залегания: а – наклонные, б – горизонтальные.

ковершинным останцам с сохранившимися ар-гиллитами силура или силлами долеритов. Два крупных бокситорудных поля в приосевой части поднятия Фута Джалон, Донголь-Сигон и Бонти-нель сформировались в основном по близко рас-положенным силлам долеритов, образовавшим крупные массивы (фиг. 5). Алевро-аргиллиты с прослоями песчаников, в том числе крупнозер-нистых свиты Мали (серии Мадина-Кута), зани-мают значительно меньшую площадь. В зависи-мости от материнского субстрата и степени геле-

фикации бокситы имеют различное качество. Бокситы классические латеритные *in situ*, образо-вавшиеся по долеритам, не испытавшие обеления и гелефикации, отличаются относительно низ-ким содержанием  $Al_2O_3$ , в основном от 40.5 до 44%, редко 45% на рудное пересечение, а также низким содержанием  $SiO_2$  (0.6–1.2%) при более высоком содержании  $Fe_2O_3$  (от 25 до 29%). Тогда как в бокситах по алевро-аргиллитам содержание  $Al_2O_3$  более высокое (от 44.5 до 47.8%). Содержа-ние кремнезема меняется в широких пределах, от





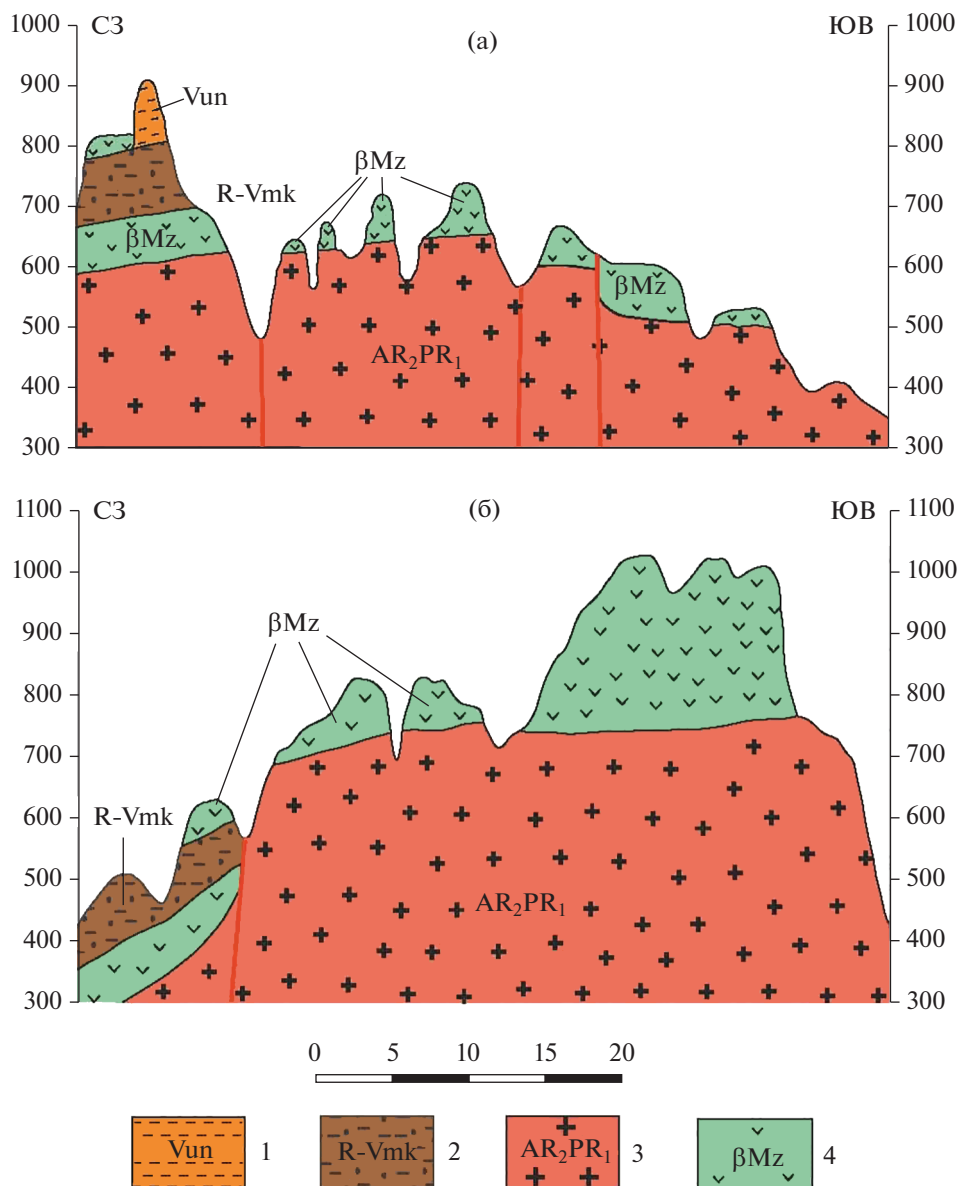
**Фиг. 5.** Геологическая карта бокситорудных полей Бонтинель (а) и Донголь Сигон (б) на приосевой части поднятия Фута Джалон-Мандинго.  
 1 – супеси и суглинки, эоловые и пролювиальные; 2 – песчаники кварцевые с прослоями гравелитов; 3 – алевро-аргиллиты, песчаники, поздний протерозой; 4 – долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации; 5 – разломы и зоны трещиноватости; 6 – залежи бокситов; 7 – номера залежей.

0.75 до 4.01%, в зависимости от наличия в материнском субстрате прослоев крупнозернистых кварцевых песчаников.

На пологом восточном склоне во впадине Туге по алевро-аргиллитам с прослоями песчаников свиты Унду и по силлам долеритов образовались более 60 месторождений (из них порядка 20 крупных и гигантских) бокситорудного района Туге – самого крупного к востоку от осевой части Фута Джалона. На некоторых месторождениях этого района четко проявляется зависимость качества бокситов от состава материнского субстрата. Так, например, на месторождении Пантиоло на местной вершине, где материнский покров сформировался по силлу долеритов, бокситы менее глиноземистые (45.6%  $Al_2O_3$ ) и с низким содержанием кремнезема (1.68%  $SiO_2$ ). На участках, где материнским субстратом являются алевро-аргиллиты свиты Унду, с прослоями крупнозернистых кварцевых песчаников, содержание  $SiO_2$  повышается до 3.19–4.38% и увеличивается содержание  $Al_2O_3$  до 47.85%, но уменьшается содержание железа.

К югу от района Туге в контур бокситоносной провинции попадает значительная площадь цоколя платформы, сложенного различными гранитоидами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами архея и раннего протерозоя. В пределах этой площади выделены бокситорудные районы Дабола и южная часть района Далаба-Маму. Но месторождения и проявления бокситов здесь приурочены только к сохранившимся межформационным силам долеритов (фиг. 6), которые продолжают из-под отложений платформенного чехла на цоколь.

Из-за менее благоприятного субстрата в целом в Центральной зоне провинции, протягивающейся от долины р. Томине на западе до долины р. Бафинг на востоке, включая приосевую часть поднятия Фута Джалон, несмотря на то, что ее площадь в два раза больше, количество рудных объектов меньше, но общих ресурсов бокситов более чем в 2 раза меньше (табл. 2). Это в значительной степени связано с геоморфологическими факторами, то есть с меньшей сохранностью бокситоносного рельефа в приосевой части поднятия Фута Джалон за пределами впадины Туге.



**Фиг. 6.** Геологические разрезы с выходом с платформенного чехла на цоколь платформы на юге провинции ФДМ: а – район Маму, б – район Канкуре.

1–2 – осадочные песчано-глинистые отложения платформенного чехла: 1 – серия Унду; 2 – серия Мадина-Кута; 3 – гранитоиды раннего протерозоя; 4 – долериты и конга-диабазы мезозойской трапповой формации.

#### Восточная зона (восточнее долины р. Бафинг)

Восточнее долины р. Бафинг, в Восточной зоне провинции, на платформенном чехле, в котором преобладают кварцевые песчаники, количество месторождений бокситов резко, более чем в 10 раз, сокращается по сравнению с Западной и Центральной зонами. И они, как правило, связаны с силлами долеритов и очень редко с прослоями алевро-аргиллитов и алевролитов в рифейских отложениях южного крыла синеклизы Таудени. Например, на фрагменте геологической карты бокситорудного района Западное Бамако хорошо

видно, что почти все месторождения бокситов приурочены к силлам основных пород мезозойской трапповой формации (фиг. 7).

В соседнем к западу районе Балеа бокситы тоже сформированы по телам долеритов. А по прослоям магнетитовых кварцитов, там где они выходят на дневную поверхность на местных положительных формах рельефа, образовались богатые, существенно гематитовые железные руды.

И, наконец, на крайнем востоке провинции, в районе Восточное Бамако, наблюдаются сохранившиеся мелкие проявления бокситов (после

**Таблица 2.** Распределение количества и масштабов бокситорудных объектов по зонам бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго

Материнский субстрат	Площадь зоны, км <sup>2</sup>	Ресурсы бокситов		
		млн т	доля от ресурсов зоны, %	доля от общих ресурсов, %
Западная зона (западнее долины р. Томине)				
Алевро-аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона	38271	21004.1	67.9	44.5
Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура		4327	14	9.17
Существенно глинистые породы эокембрия–риффея		128.9	0.4	0.27
Итого по осадочным породам платформенного чехла		25460	82.3	53.9
Долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации		5419.6	17.5	11.5
<b>ИТОГО</b>		30879.6	99.8	65.4
Центральная зона (приосевая часть, от долины р. Томине до долины р. Бафинг)				
Алевро-аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона	64042	74.2	0.5	0.2
Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура		1038.6	6.9	2.2
Существенно глинистые породы эокембрия–риффея		3559.1	23.6	7.5
Итого по осадочным породам платформенного чехла		4671.9	31	9.9
Долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации		10394.2	69	22
<b>ИТОГО</b>		15066	100	31.9
Восточная зона (восточнее долины р. Бафинг)				
Алевро-аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона	33454	–		
Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура		–		
Существенно глинистые породы эокембрия–риффея		619	52.9	1.3
Итого по осадочным породам платформенного чехла		619	52.9	1.3
Долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации		550.8	47.1	1.2
<b>ИТОГО</b>		1169.8	100	2.5

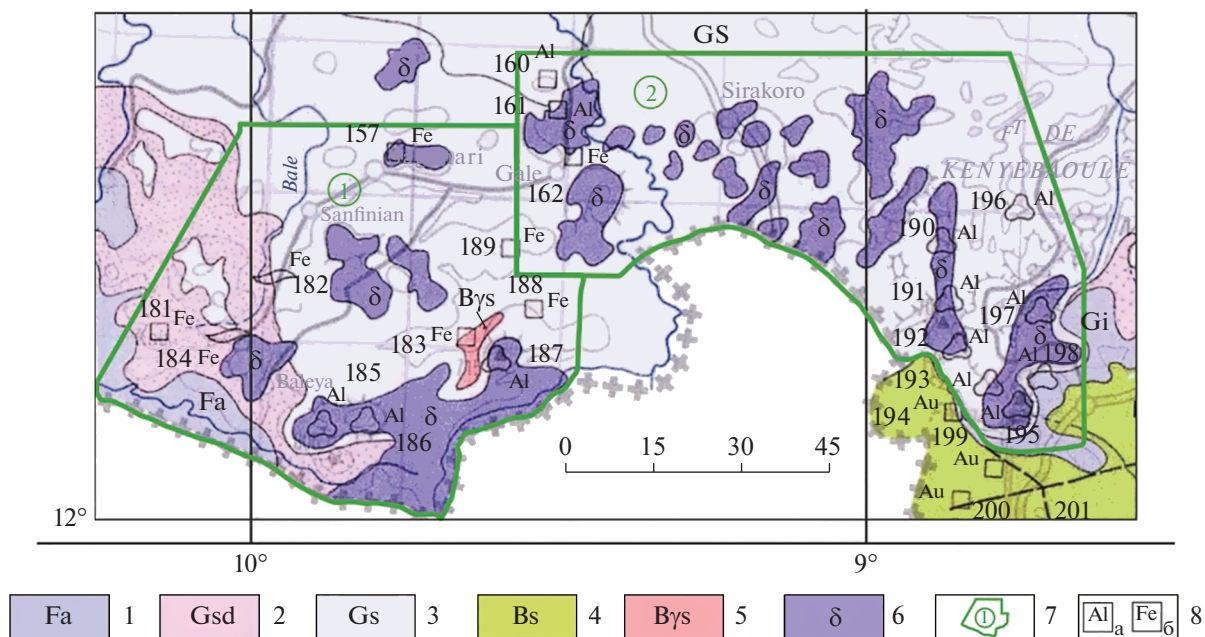
среднего миоцена) по прослоям глинистых пород и /или по остаточным глинам аналога серии Сангареди. Как отмечалось выше, в настоящее время в условиях жаркого и менее влажного климата эти проявления деградируют.

Были проведены подсчеты в масштабах всей провинции и по выделенным бокситорудным районам ресурсов бокситов, которые связаны с различными литологическими типами субстрата (табл. 3). В статистику не вошли месторождения, для которых материнский субстрат не определен. Как видно из этих данных, подавляющая часть (65% от общих ресурсов бокситов провинции) образовалась в латеритных покровах по существенно глинистым отложениям палеозойского и позднепротерозойского платформенного чехла. Сред-

ди них преобладают алевро-аргиллиты девона (44.7%) и сланцы силура (11.4%).

На месторождения, образовавшиеся по долеритам, конга-диабазам и габбро-долеритам, приходится также весьма значительная часть (34.7%) от общего потенциала бокситов провинции. По качеству они очень близки к бокситам, сформированным по осадочным породам платформенного чехла.

На проявления бокситов по амфиболитам района Форекария–Фармория и по нефелиновым сиенитам островов Каса и Тамара в сумме приходится не более 0.1%. Но их наличие играет важную роль для доказательства благоприятных условий латеритного бокситообразования в данном регионе.



Фиг. 7. Геологическая карта бокситорудных районов Западно Бамако и Балеа, Республика Мали.

1–3 отложения платформенного чехла южного борта синеклизы Таудени, поздний протерозой: 1 – песчаники кварцевые; 2 – песчаники кварцевые с прослоями доломитовых сланцев; 3 – песчаники кварцевые, крупнозернистые с прослоями кварц-магнетитовых сланцев; 4 – метасоматические породы серии Бирим, ранний протерозой; 5 – граниты биотитовые и/или амфиболитовые; 6 – долериты мезозойской трапповой формации; 7 – границы бокситорудных районов Западно Бамако (1) и Балеа (2); 8 – месторождения: а – бокситов; б – богатых гематитовых руд по магматитовым кварцитам.

### ВЛИЯНИЕ ВОДНО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕРИИ САНГАРЕДИ И ПРОЦЕССОВ ИХ ЛАТЕРИТИЗАЦИИ НА РАСПРЕДЕЛЕНИЕ И КАЧЕСТВО БОКСИТОВ

Было установлено, что уникальное по качеству бокситов месторождение Сангареди связано с водно-осадочными отложениями конти-

нентальной серии, получившей одноименное название. В первых публикациях комплекс аллювиальных и аллювиально-озерных отложений серии Сангареди, включающих глины, пески, гравийные и гравийно-галечные отложения, рассматривался как локальные накопления (Селиверстов, 1973) либо в тектонически-опущенном блоке (Акаемов, 1975), либо в подступной депрессии (Мамедов и др., 1985).

Таблица 3. Результаты подсчета ресурсов бокситов, образовавшихся по различным материнским породам в провинции Фута Джалон-Мандинго

Материнский субстрат	Ресурсы бокситов		Качество бокситов, %		
	млн т	доля от общих ресурсов, %	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Алевро-аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона	21078.3	44.69	43.59	2.17	26.85
Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура	5365.6	11.38	43.50	2.52	26.20
Существенно глинистые породы эокембрия–риффея	4307	9.13	43.19	3.6	26.34
Итого по осадочным породам платформенного чехла	30750.9	65.2			
Долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации	16364.6	34.7	44.15	3.94	27.35
ИТОГО	47161.8	99.9			

**Таблица 4.** Содержание породообразующих компонентов в отложениях различных фаций серии Сангареди и в бокситах по ним

Фациальные отложения	Содержание в исходной породе, %					Содержание в боксите, %				
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> моно	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> моно	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Осадочно-латеритные										
Галечные	43.54	37.37	3.22	0.2	11.6	0.68	64.90	2.65	18.25	24.51
Гравийные	42.06	35.87	5.14	0.2	6.98	0.74	62.14	4.31	14.11	14.43
Пески	41.02	38.84	3.7	2.17	10.5	0.89	62.75	2.78	11.16	21.75
Глины	43.5	38.57	1.64	0.25	23.52	0.80	63.49	2.89	17.67	21.95
Месторожде- ние Кавелин	галечные									
	гравийные									
Инфильтрационно-метасоматические										
Слабо-гелефицированные						1.68	52.7	12.58	2.55	4.22
Сильно-гелефицированные	50.1	30.9	4.7	н.о.	6.57	0.75	55.07	8.44	8.67	6.52
Гелеморфные бокситы						1.59	61.53	4.14	12.17	14.86
Оолитовые бокситы						0.72	64.22	2.79	19.35	23.02

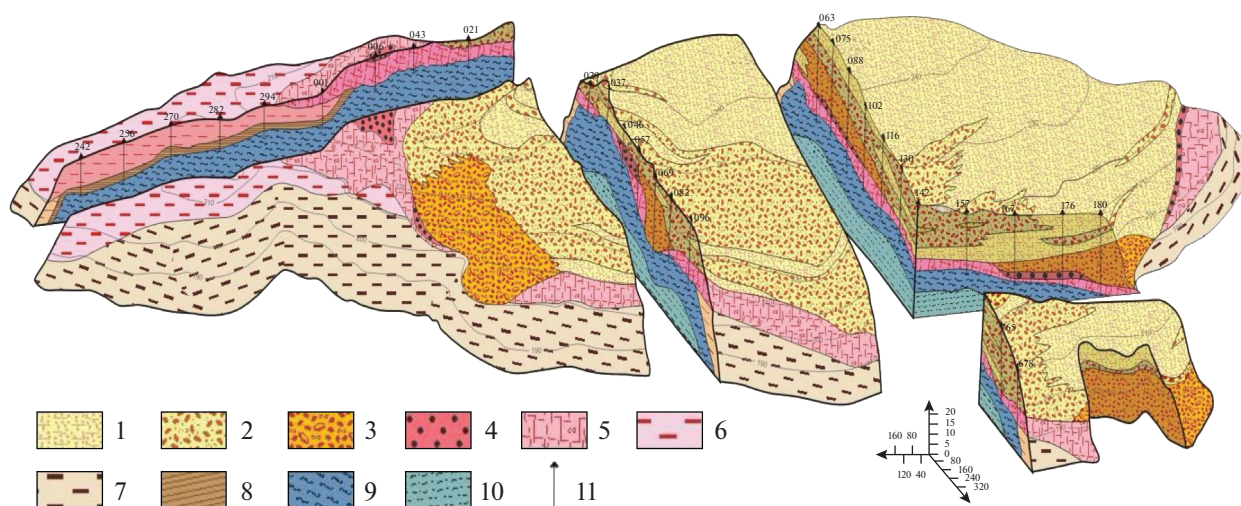
Благодаря более поздним детальным картировочным и поисково-разведочным работам в регионе удалось установить, что возраст отложений серии Сангареди соответствует среднемиоценовому (Мамедов и др., 2011, 2020<sub>3</sub>). Их накопление связано с инверсией базиса эрозии (его подъемом) после первой фазы неотектонического подъема территории, закончившегося в раннем миоцене. На фоне подъема базиса эрозии в среднем миоцене продукты разрушения латеритных бокситоносных кор выветривания стали накапливаться, заполняя долины и перекрывая местные низкие водораздельные пространства. Например, на северо-западе провинции их мощность по осям главных водотоков (ПалеоКогона, ПалеоТомине и других рек) достигала 150–170 м. Аллювиальные и аллювиально-озерные отложения серии Сангареди на территории Фута Джалон-Мандинго сформировали обширные участки аккумулятивных равнин, которые фестонами вдавались по долинам в более древний положительный рельеф и над которыми возвышались холмы и останцовые массивы.

После обнаружения в понижениях ложа на одноименном месторождении нелатеритизированных отложений серии Сангареди удалось практически однозначно доказать, что в бокситы данные отложения превратились благодаря последующей интенсивной латеритизации (Мамедов и др., 2020<sub>3</sub>). При этом было установлено, что отложения серии Сангареди на стадии осадка в условиях проточного обводнения претерпели обеление (восстановление и вынос железа в глеевой геохимической обстановке) и ресилификацию. Благодаря чему в новом континентальном переотложенном материнском субстрате с высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>

и низким Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> увеличился железистый модуль Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> до величин 7–21, как это видно из данных табл. 4.

По особо благоприятному субстрату образовались самые высококачественные бокситы. Наряду с очень высоким содержанием общего глинозема эти бокситы отличаются повышенным содержанием моногидрата алюминия в связи с повышенным содержанием бёмита, в отличие от классических *in situ* латеритных бокситов по коренному материнскому субстрату.

К началу освоения бокситов региона подавляющая часть осадочно-латеритных бокситов по отложениям серии Сангареди была эродирована. От некогда обширных участков среднемиоценовой аккумулятивной равнины отложения серии, повсеместно превращенные в бокситы экстра-качества, сохранились фрагментарно. Всего детальным картированием на северо-западе провинции в бокситорудных районах левобережья р. Когон и междуречья Когон-Томине выявлено около 200 таких фрагментов. Размеры этих тел в основном от первых десятков метров до 1 км. И только на месторождении Сангареди Центральная залежь осадочно-латеритных бокситов имеет размеры 3800 × 2400 × 1800 м. Строение этой залежи можно увидеть на блок-диаграмме (фиг. 8). Несмотря на латеритизацию, по сохранившимся текстурным признакам видно, что внутреннее строение толщи сложное. При этом намечается определенная закономерность – преобладание крупно-грубообломочных пород (конгломерат и гравелит-конгломерат бокситов) в нижней части с переходом через песчано-гравелитовые бокситы к песчаниковидным и афанитовым (пелитоморфным) бокситам. Отмечаются линзы и прослои оолитовых бокси-



**Фиг. 8.** Блок-диаграмма месторождения Сангареди.

1–3 – осадочно-латеритные бокситы, сформированные по отложениям серии Сангареди: 1 – песчановидные, 2 – гравелитовые, 3 – конгломератовые; 4–5 – инфильтрационно-метасоматические бокситы по осадочным глинам и по псевдоморфным каолинистым глинам: 4 – оолитовые, 5 – гелеморфные и гелефицированные; 6 – латеритные *in situ* бокситы; 7 – латерит-бокситы псевдоморфные, железистые; 8 – плиты ферриплантитов в железистых каолинистых глинах; 9 – псевдоморфные глины; 10 – коренные породы; 11 – колонковые скважины.

тов, образовавшихся по глинисто-илистым отложениям серии Сангареди. Внешний вид этих уникальных осадочно-латеритных и гелеморфных бокситов приведен на фиг. 9.

Из остальных объектов наиболее крупные залежи таких бокситов установлены на соседних месторождениях левобережья р. Когон, таких как Силидара, Бидикум, Н'Дангара, Бунду-Вааде, Вуассо и др.

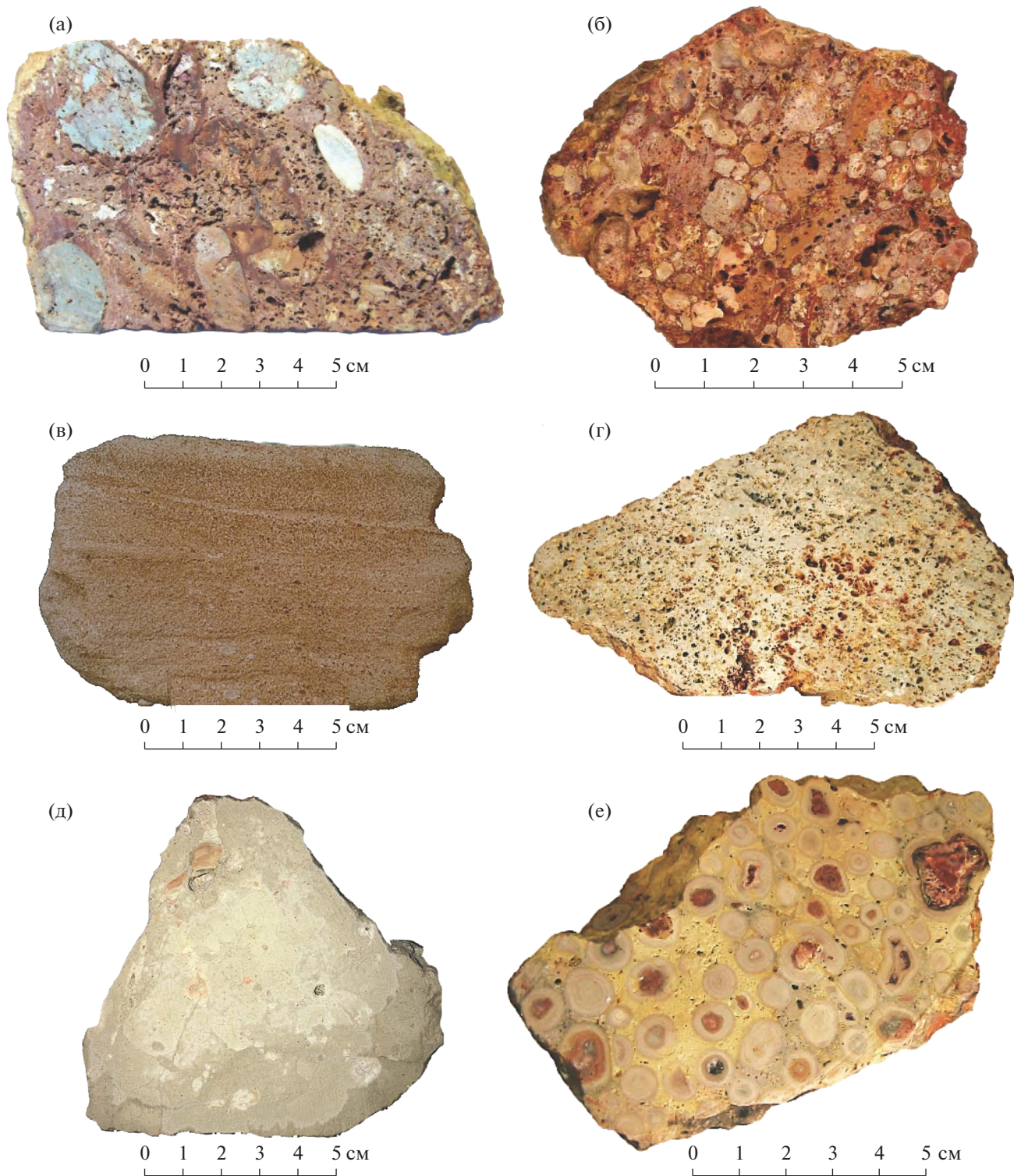
Две относительно крупные залежи таких же осадочно-латеритных бокситов выявлены в соседнем бокситорудном районе междуречья Когон-Томине. Это Боваль (de Beauval -Fr) 64 на правом берегу р. Когон у впадения р. Лингуру и месторождение Кавелин на левом берегу р. Томине. Общие ресурсы сохранившихся бокситов, образовавшихся исключительно по отложениям серии Сангареди, составляют 350–450 млн т (0,8% ресурсов бокситов провинции). К настоящему времени самое крупное из них, уникальное месторождение Сангареди, практически полностью отработано. Учитывая небольшую сохранность этих осадочно-латеритных бокситов, влияние материнского субстрата (отложений серии Сангареди) на распределение и качество бокситов как будто бы следовало рассматривать как локальный фактор. Но, в связи с накоплением континентальных аллювиальных и озерных отложений и их последующими эпигенетическими изменениями и затем латеритизацией, те же наложенные процессы проявились и по залегающим в ложе серии Сангареди коренным породам и привели к формированию особенных (по сравнению с клас-

сическими латеритами) бокситов, которые сохранились значительно более широко в провинции.

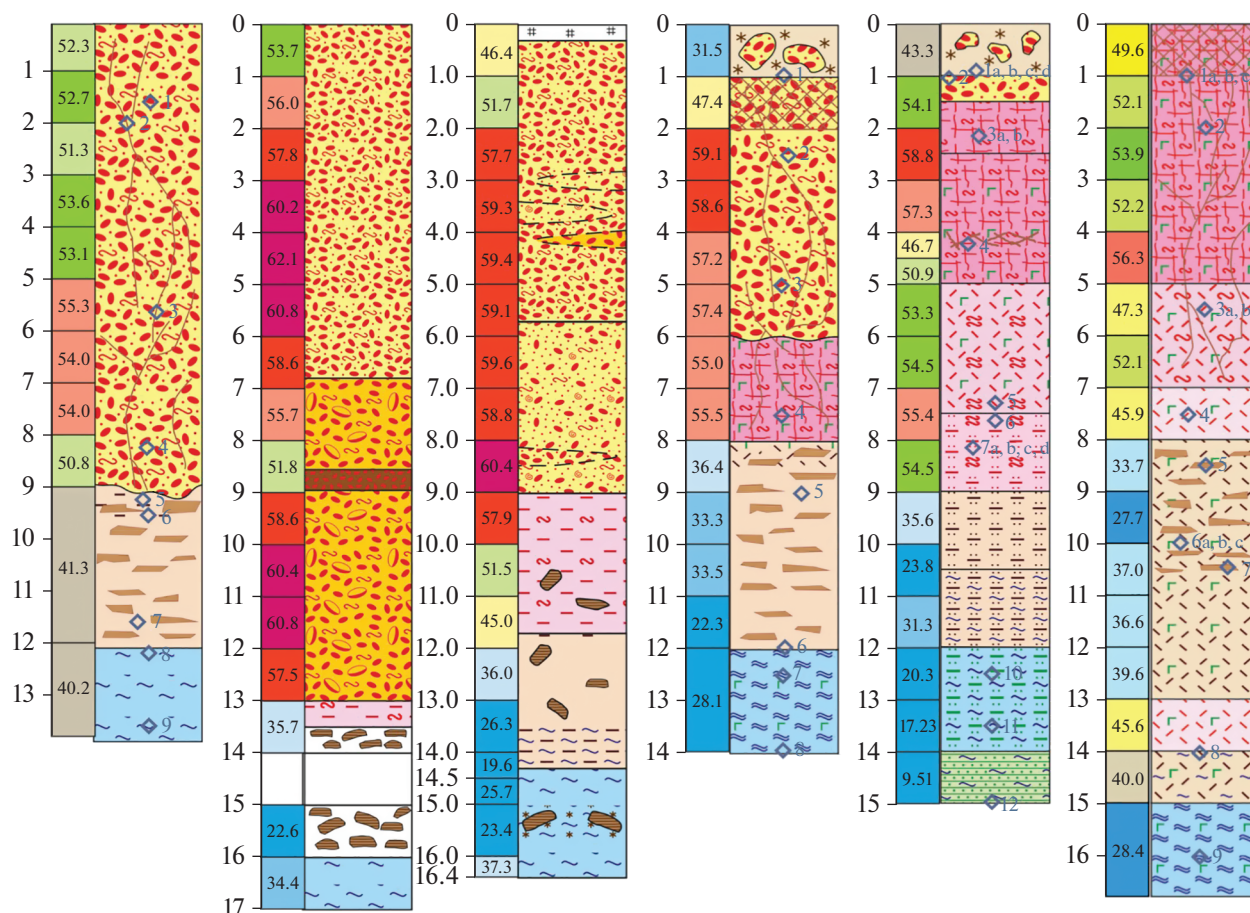
Эти бокситы, образовавшиеся по также обеленным глинизированным коренным породам под толщей формирующихся осадочно-латеритных бокситов, с мощным перераспределением, прежде всего, алюминия (содержание железа осталось малозначимое) сверху вниз по разрезу, отличаются от классических латеритных бокситов очень высоким качеством и, так же как и осадочно-латеритные бокситы, повышенным содержанием бёмита.

На приведенной серии разрезов по колонковым скважинам (фиг. 10) видно, что по мере эрозионно-денудационного срезания сверху осадочно-латеритных бокситов в зону латеритного бокситообразования (выше зеркала грунтовых вод в сезон дождей) вовлекались обеленные коренные породы. За счет привноса из вышележащих бокситов значительного количества алюминия происходило интенсивное абсолютное обогащение с формированием гелеморфных и гелефицированных бокситов по обеленному коренному субстрату. Этим бокситам было присвоено название инфильтрационно-метасоматических, чтобы подчеркнуть особенно интенсивное абсолютное обогащение, в разы превышающее привнос вещества при классическом латеритном процессе.

На примере колонковой скважины на месторождении Н'Дангара (фиг. 11) с геохимической диаграммой главных породообразующих компонентов хорошо видна закономерность увеличения вверх содержаний  $Al_2O_3$  и  $Al_2O_{3\text{mono}}$  (моногидрата алюминия). При этом максимальные значения



**Фиг. 9.** Осадочно-латеритные и инфильтрационно-метасоматические бокситы, месторождение Сангареди. а–г – осадочно-латеритные бокситы по различным фаціальным отложениям серии Сангареди: а – конгломератовые; б – гравелитовый, без сортировки обломочного материала; в – псаммитовый мелко-среднезернистый желтовато-серый; г – пелитоморфный мелкопористый; д – гелеморфный, скрытокристаллический афанитовый; е – крупнооолитовый с афанитовым цементом.



Фиг. 10. Серия разрезов по скважинам с уменьшающейся мощностью осадочно-латеритных бокситов и появлением под ними инфильтрационно-метасоматических бокситов (условные обозначения см. на фиг. 8, 12).

этих компонентов отмечают непосредственно под остатками осадочно-латеритных бокситов, то есть в ложе обеленных латеритизированных коренных пород.

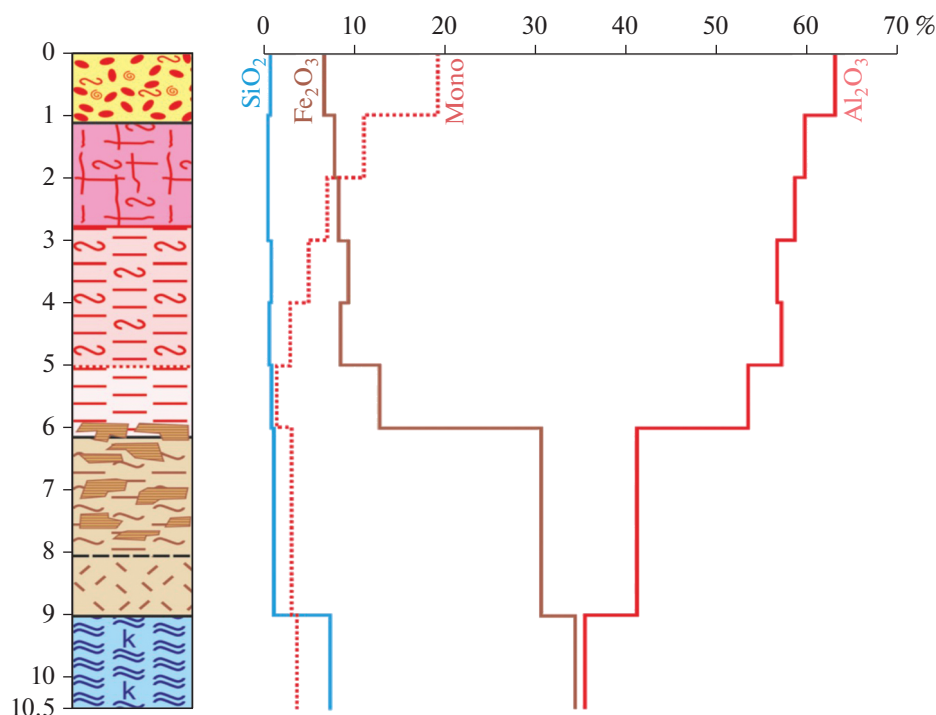
Когда осадочно-латеритные бокситы полностью срезаются, то на дневную поверхность выходят гелеморфные афанитовые (фарфоровидные) или оолитовые бокситы, а затем менее измененные гелефицированные (интенсивно и слабо), которые сохраняются более широко, чем осадочно-латеритные бокситы (фиг. 12).

В табл. 4 приведены данные химического состава обеленных коренных пород (белых каолиновых глин) и типичных инфильтрационно-метасоматических гелеморфных бокситов. Они близки осадочно-латеритным рудам. Для них характерно очень высокое качество и, так же как для осадочно-латеритных бокситов, повышенное (от 3–5 до 15–30%) содержание моногидрата алюминия ( $Al_2O_{3\text{mono}}$  – бёмита), в отличие от классических латеритных бокситов, в которых  $Al_2O_{3\text{mono}}$ , как правило, редко превышает 2–2,5%, и большая часть его связана с алюмогётитом, а не бёмитом.

Следует подчеркнуть, что инфильтрационно-метасоматические бокситы являются свидетелями существования здесь осадочно-латеритных бокситов по породам серии Сангареди, которые эродированы. Этот факт использован (Мамедов и др., 2020<sub>3</sub>) для картирования средне-позднемиоценового рельефа – Главной бокситоносной поверхности провинции ФДМ.

В отличие от разрезов классических латеритных бокситоносных покровов, в которых в самых верхних частях под почвой обычно находятся более железистые, менее глиноземистые бокситы или даже кираса, а ниже они переходят в бокситы более глиноземистые, в разрезах с инфильтрационно-метасоматическими бокситами сверху залегают более высокоглиноземистые бокситы, которые ниже переходят в нормальные классические латеритные безбёмитовые бокситы. Если первый тип геохимической зональности, классический, рассматривается как прямая зональность, то второй – как обратная. На фиг. 13 для примера приведены разрезы латеритных кор выветривания по





**Фиг. 11.** Образование инфильтрационно-метасоматических гиббсит-бемитовых гелеморфных бокситов под осадочно-латеритными бокситами по отложениям серии Сангареди, месторождение Н'Дангара.

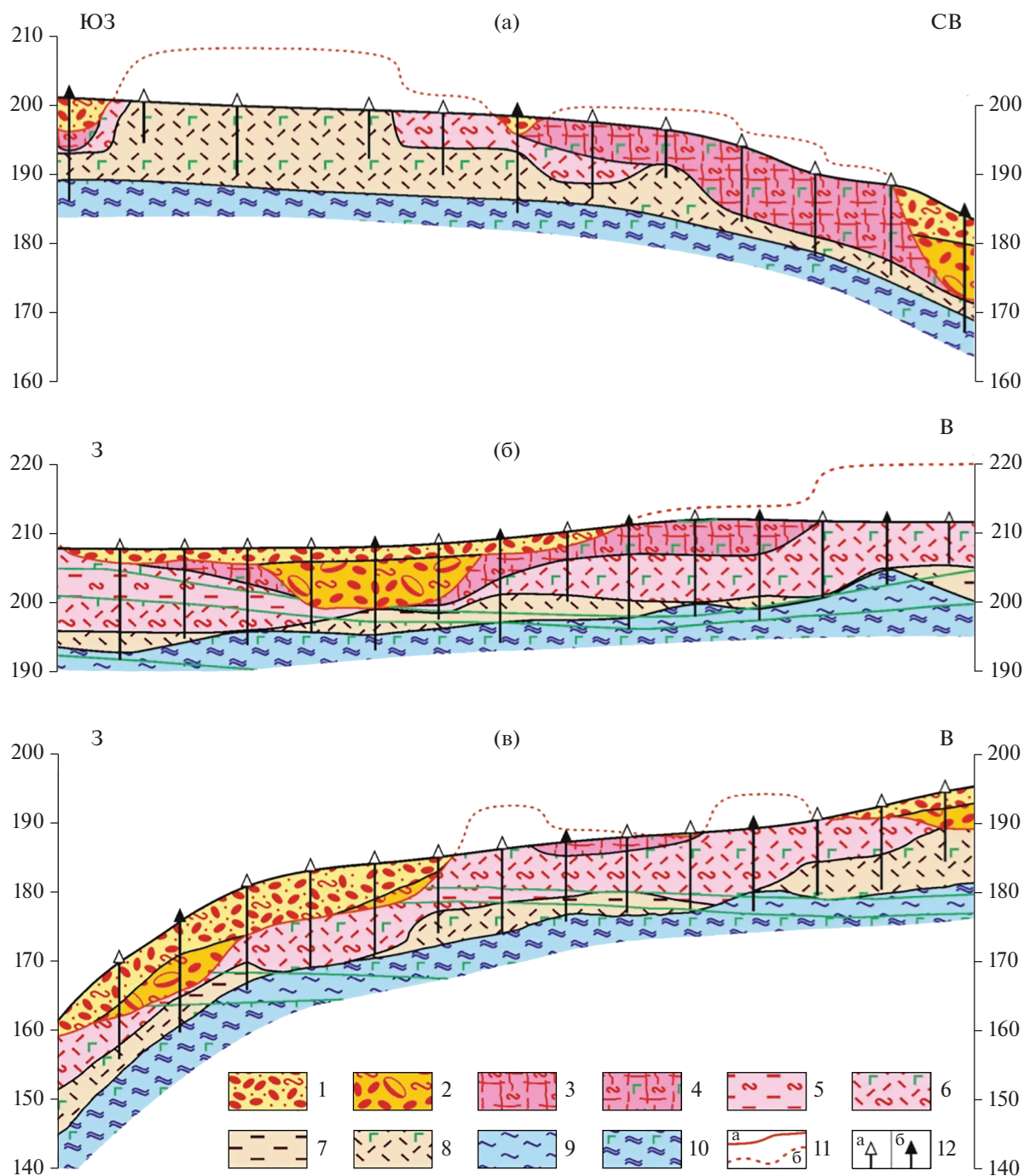
алевро-аргиллитам девона и долеритам мезозоя с прямой и обратной зональностью.

При поисково-разведочных работах на месторождениях провинции Фута Джалон-Мандинго выяснилось, что на них широко развиты процессы, связанные с эволюцией отложений серии Сангареди. Пересечения с обратной геохимической зональностью встречаются почти на всех месторождениях провинции. При этом чем глубже прошел эрозионно-денудационный врез, тем меньше остается пересечений с обратной зональностью. Так, например, на 15 месторождениях провинции, в основном, где срез более глубокий, пересечения с обратной зональностью сохранились на 12 месторождениях. Их количество сравнительно небольшое – от 12 до 37% (табл. 5). Соответственно, чем больше сохранилось таких точек с обратной зональностью, что свидетельствует о меньшей денудации, тем больше разница в средних содержаниях глинозема между скважинами с прямой и обратной зональностью (фиг. 14а). Это говорит о большом влиянии таких пересечений с обратной зональностью на повышение среднего качества бокситов на месторождениях. Как хорошо видно на графиках (фиг. 14б), чем больше сохранилось пересечений с инфильтрационно-метасоматическими бокситами, тем больше общее повышение качества бокситов по сравнению с подсчетом только по скважинам *in situ* (с прямой зональностью).

В западных бокситоносных районах на Главной бокситоносной поверхности разрезов с обратной зональностью встречается значительно больше. В этих районах количество бокситов при подсчете ресурсов при бортовом содержании Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≥ 45% составляет в среднем не менее 40% от общих ресурсов, посчитанных при бортовом содержании Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ≥ 40%. Эти соотношения показывают, насколько велико влияние сохранившихся инфильтрационно-метасоматических бокситов на качество бокситов провинции в целом.

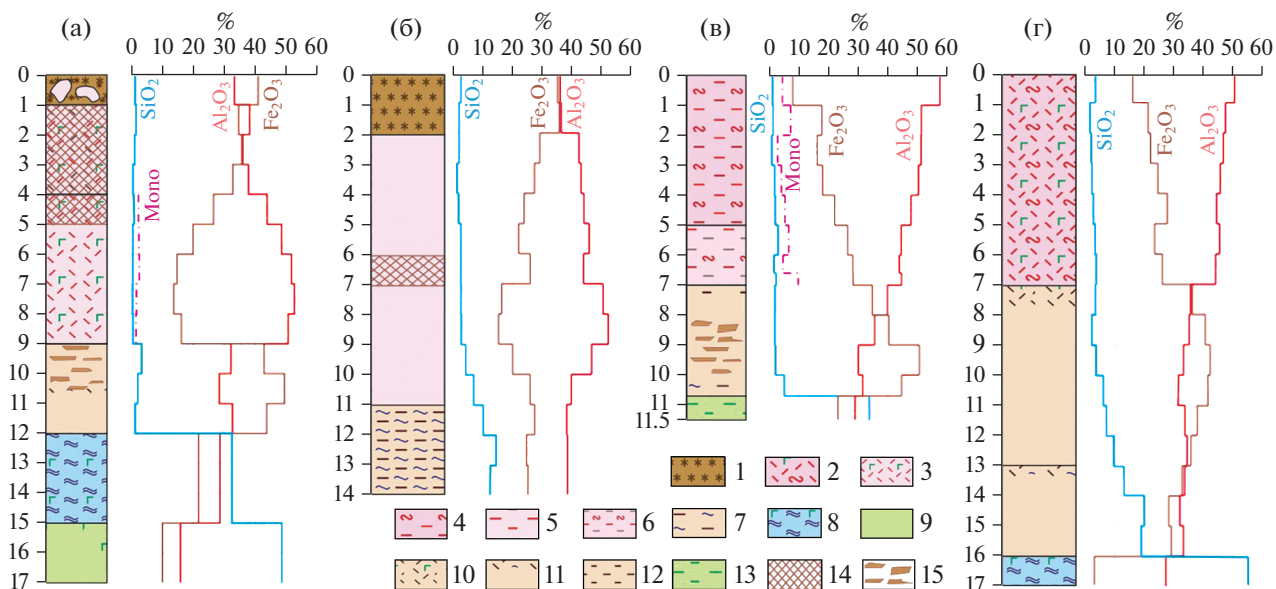
Эти статистические данные однозначно доказывают существенное влияние широкого развития в провинции отложений серии Сангареди и процессов их латеритного выветривания даже на тех месторождениях, где осадочно-латеритные бокситы по серии Сангареди уже не сохранились и инфильтрационно-метасоматические бокситы сохранились на них слабо.

По-видимому, это главная причина, почему среднее содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в бокситах провинции Фута Джалон-Мандинго как раз на 1–3% выше, чем содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в бокситах классического латеритного класса, например, для бокситов провинции Восточных Гат в Индии, где на месторождениях повсеместно развит верхний горизонт железистых латеритов-кирас (Deb, Joshi, 1984). При эксплуатации на месторождении Пачпатмали перед выемкой бокситов просто срезают



**Фиг. 12.** Фрагменты геологических разрезов на месторождениях Кооби (а), Вуассо (б) и Бунду-Вааде (в) с гелеморфными и сильногелефицированными бокситами, вскрытыми эрозией из-под бокситизированных отложений серии Сангареди.

1–2 – бокситы осадочно-латеритные по отложениям серии Сангареди: 1 – гравелит-бокситы, 2 – конгломерат-бокситы; 3–4 – бокситы по коренным породам: гелеморфные и сильногелефицированные, сформированные по: 3 – отложениям девона, свита Фаро, 4 – долеритам мезозойской трапповой формации; 5–6 – бокситы по коренным породам: слабогелефицированные и латеритные *in situ*, сформированные по: 5 – отложениям девона, свита Фаро, 6 – по долеритам мезозойской трапповой формации; 7–8 – железистые бокситы и железистые латериты, сформированные по: 7 – отложениям девона, свита Фаро; 8 – по долеритам мезозойской трапповой формации; 9–10 – глины латеритные псевдоморфные, сформированные по: 9 – отложениям девона, свита Фаро, 10 – долеритам мезозойской трапповой формации; 11 – границы подошвы отложений серии Сангареди: а – установленные, б – предполагаемые; 12 – скважины разведочные: а – закартированные, б – предполагаемые.



**Фиг. 13.** Разрезы латеритной коры выветривания с прямой (а, б) и обратной зональностью (в, г) по алевро-аргиллитам девона (б, в) и долеритам мезозойской трапповой формации (а, г).

1 – железистые латериты (кираса); 2 – бокситы слабегелефицированные псевдоморфные по долеритам; 3 – бокситы классические латеритные псевдоморфные по долеритам; 4 – бокситы гелефицированные псевдоморфные по алевро-аргиллитам; 5 – бокситы классические латеритные низкокачественные псевдоморфные по алевро-аргиллитам; 6 – бокситы слабегелефицированные низкокачественные псевдоморфные по алевро-аргиллитам; 7 – латериты железистые псевдоморфные по долеритам; 8 – латериты железистые с глинистыми гнездами псевдоморфные по долеритам; 9 – латериты железистые псевдоморфные по алевро-аргиллитам; 10 – латериты железистые с глинистыми гнездами псевдоморфные по алевро-аргиллитам; 11 – глины каолинитовые пестроцветные псевдоморфные по долеритам; 12 – сапролит гидрослюдистый псевдоморфный по долеритам; 13 – сапролит гидрослюдистый псевдоморфный по алевро-аргиллитам; 14 – зона ожелезнения; 15 – ферриплантиты.

верхние 3 м. Следовательно, влияние отложений серии Сангареди и связанных с ней инфильтрационно-метасоматические бокситов надо относить к площадному, а не к локальному фактору.

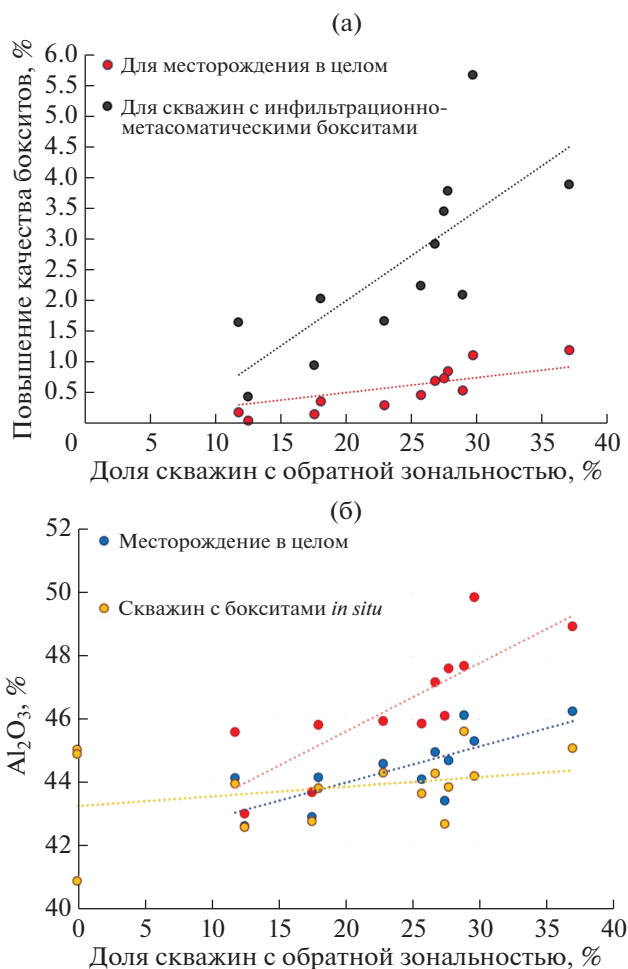
### ЛОКАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ ВЛИЯНИЯ МАТЕРИНСКОГО СУБСТРАТА НА ОБРАЗОВАНИЕ БОКСИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ И ИХ КАЧЕСТВО

Литологический контроль материнского субстрата имеет и локальные проявления. Впервые это описано на примере месторождений Киндийского района в Гвинейской Республике (Мамедов и др., 1985). На месторождении Меенги бокситоносный латеритный покров повсеместно на своих склонах и отрогах залегает на кварцевых песчаниках с прослоями гравелитов и конгломератов свиты Пита ордовика. Но по этим породам, содержащим всего 1–2%  $Al_2O_3$  и до 95%  $SiO_2$ , бокситы не могли образоваться. Как видно на геологическом профиле (фиг. 15а), от пологой вершины через склон с выходом на северный пологий отрог, бокситы сформировались здесь по разнофациальным континентальным отложениям. Они образованы в основном за счет латеритного выветривания переотложенного материала латерит-

ных кор выветривания по алевро-аргиллитам силура, граница которых в настоящее время совпадает с вершиной месторождения. Соответственно, на вершине месторождения Меенги бокситовый покров сформировался по элювию самых нижних горизонтов свиты Телемиле силура. На склонах бокситы имеют обломочную брекчиевидную текстуру, которая отражает делювиальные накопления на склонах, переходящие у основания склонов в мелкообломочные отложения делювиально-пролювиальных шлейфов. Даже после каньонобразного русла в песчаниках ордовика, заполненного переотложенным делювиально-пролювиально-аллювиальным материалом, рассматриваемый профиль выходит на аллювиальные фации переотложенного материала. В документации шурфов с бокситами по переотложенному субстрату на песчаниках ордовика (фиг. 15б) и фотографиях (фиг. 16) хорошо видны особенности текстур и напластования, показывающие конкретную фациальную и генетическую принадлежность материнских пород.

Следует обратить внимание на то, что часто под бокситами, образовавшимися по переотложенному материнскому субстрату, происходит значительный привнос глиноземного вещества в кварцевые песчаники ордовика, и эти песчаники превра-

Район, месторождение	расчет по всем скважинам				расчет по скважинам только с прямой зональностью				расчет по скважинам только с обратной зональностью			
	кол-во скважин	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	SiO <sub>2</sub> , %	кол-во скважин	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	SiO <sub>2</sub> , %	кол-во скважин	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , %	SiO <sub>2</sub> , %
	Балинко, Сангаре	73	46.26	22.71	4.56	46	45.08	24.03	4.97	27	48.94	19.68
Фалея, Кумаси	135	45.31	25.51	3.8	95	44.21	26.97	3.88	40	49.85	20.1	3.52
Фалея, Ситадина	246	46.14	24.17	3.82	175	45.61	24.78	3.9	71	47.69	22.39	3.6
Туге, Понтиоло	231	44.69	25.81	3.08	167	43.85	26.74	3.23	64	47.61	22.59	2.56
Туге, Кима	215	43.42	28.2	2.36	156	42.69	29.01	2.46	59	46.12	25.17	1.99
Балинко, Ньюборасси	101	44.96	24.32	5.39	74	44.28	25.09	5.46	27	47.18	21.77	5.18
Фатала, боваль 2	109	44.11	27.09	1.81	81	43.65	27.64	1.86	28	45.87	25	1.66
Фрия, Тбея	70	44.59	25.77	3.9	54	44.3	26.14	3.98	16	45.95	23.96	3.52
Фатала, Баркере	100	44.16	26.31	1.89	82	43.81	27.87	1.79	18	45.82	23.71	2.37
Фатала, Диунтель	97	42.91	28.21	1.72	80	42.77	28.39	1.79	17	43.7	27.14	1.39
Фатала, Гоуба	80	42.63	27.23	2.56	70	42.59	27.26	2.59	10	43.01	26.97	2.31
Телимеле, Нампоугу	102	44.15	25.92	2.27	90	43.97	26.13	2.27	12	45.6	24.25	2.23
Фалея, Фаликоре	35	45.05	25.77	4.06	35	45.05	25.77	4.06	0			
Дебеле-Киндия, боваль 10	9	40.89	30.34	2.16	9	40.89	30.34	2.16	0			
Бове, Лопе	99	44.9	25.8	1.8	93	44.9	25.8	1.8	0			



**Фиг. 14.** Влияние инфильтрационно-метасоматических бокситов на общее качество руд на месторождениях: а – повышение  $Al_2O_3$  в бокситах (по сравнению с *in situ*) в зависимости от количества скважин с обратной зональностью; б – зависимость качества бокситов от количества скважин с обратной зональностью.

щаются в бокситы с повышенным содержанием  $SiO_2$  за счет остатков кварцевых зерен. Замещение кварца хорошо видно в шлифах (фиг. 17).

На восточном фланге месторождения Дебеле на выположенной площадке на склоне, образовавшейся по песчаникам и гравелитам ордовика, была выявлена и разведана так называемая Восточная залежь. Ее формирование, как это видно на геологическом профиле (фиг. 18), также вызвано сносом и переотложением делювиально-пролювиального материала с бовали Дебеле, за счет разрушения бокситоносных латеритных покровов по алевро-аргиллитам силура и латеритной проработки этого нового материнского субстрата совместно с подстилающими кварцевыми песчаниками. Здесь так же широко проявлено метасоматическое замещение кварца железисто-глинозем-

ным веществом (гиббситом, гётитом и алюмо-железистым гелем).

Таких примеров локального накопления переотложенного материала на неблагоприятном коренном субстрате и образования по нему бокситов можно привести множество. Надо отметить, что генетическая и фациальная принадлежность континентальных образований существенно влияет на качество бокситов, образовавшихся по ним (Мамедов, 1985). Наиболее благоприятными для последующего латеритного бокситообразования являются крайние члены фациального профиля: делювиально-пролювиальные грубообломочные накопления ближнего переотложения и аллювиальные и аллювиально-озерные отложения существенно глинистого состава. Но на них приходится очень небольшая в целом часть бокситового потенциала провинции.

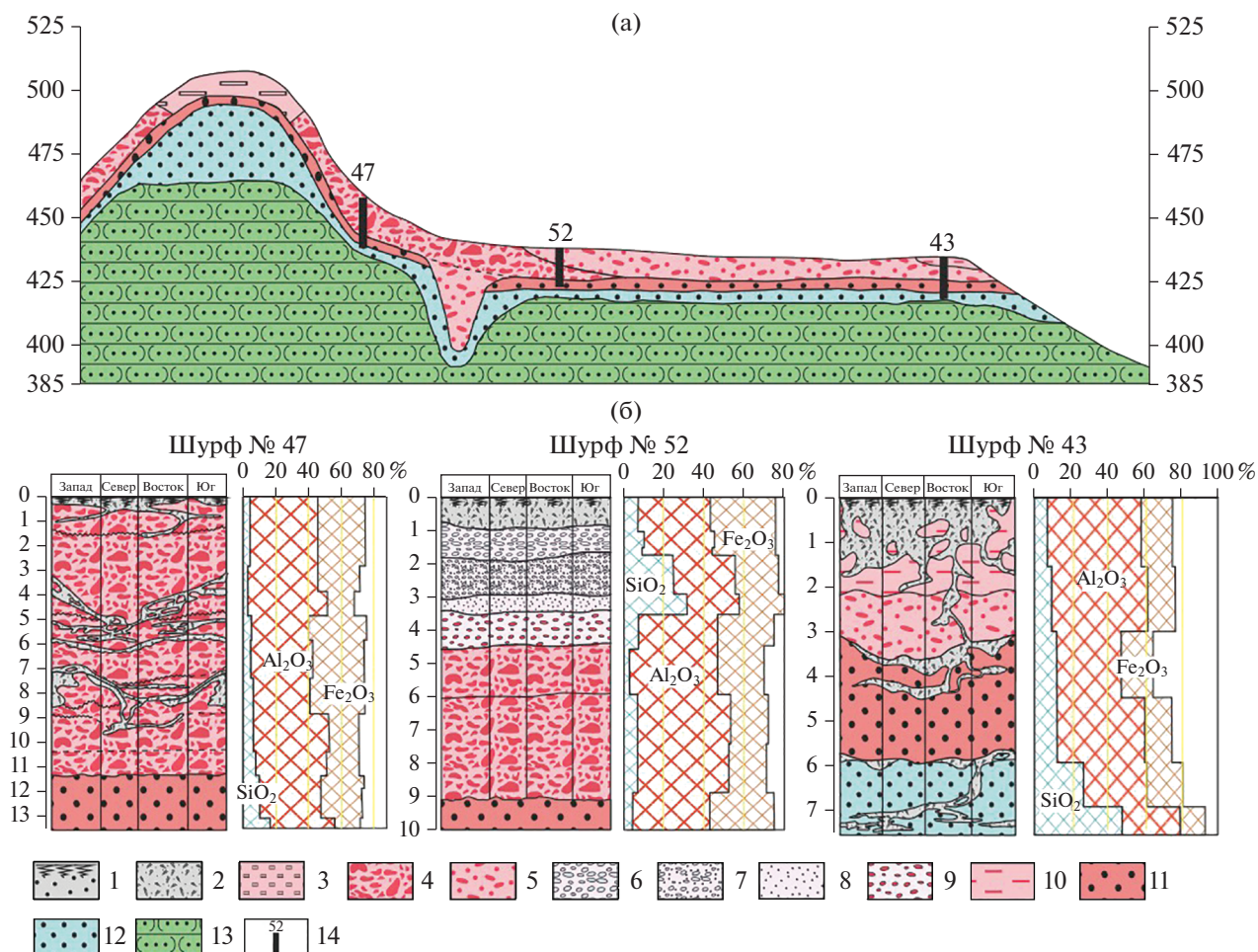
К локальным проявлениям контроля образования бокситов следует отнести упомянутые ранее нефелиновые сиениты островов Коса и Тамара, а также тела ортоамфиболитов в толще архейских кристаллических сланцев района Фармория–Форекария (Мамедов, Гоберман, 1975).

### ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МАТЕРИНСКИХ ПОРОД, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ СТЕПЕНЬ ИХ БЛАГОПРИЯТНОСТИ ДЛЯ ЛАТЕРИТНОГО БОКСИТООБРАЗОВАНИЯ

Общеизвестно, что образование бокситов происходит за счет латеритного выветривания алюмосиликатных материнских пород. Алюмосиликатные породы рассматриваемого региона представлены различными литологическими типами, как осадочными, так и магматическими. Кроме того, широкое влияние имели водно-осадочные континентальные отложения серии Сангареди. Локально образование бокситов может быть связано также с молодыми суходольными и аллювиальными накоплениями на кварцевых песчаниках.

#### Роль кварца в бокситообразовании

Как видно из табл. 1, во всех древних, существенно глинистых осадочных породах платформенного чехла содержание кварца достаточно высокое. Но размеры зерен кварца различные, и различна степень его сохранности в бокситах. В алевро-аргиллитах девона и силура, с которыми связаны наибольшие ресурсы латеритных бокситов в провинции, размер кварцевых зерен, как правило, не превышает 0.05 мм, редко увеличиваясь до 0.1 мм. Уже на стадии выветривания до глин в верхней части каолинового горизонта кварцевые зерна практически полностью выщелочены. Можно сделать вывод, что кварц в мелких выделениях не оказывает отрицательного



**Фиг. 15.** Геологический профиль через северный отрог месторождения Мееengi (а) и документация шурфов (б) по профилю.

1 – почвенно-растительный горизонт; 2 – эоловые супеси с обломками местных латеритов; 3 – псевдоморфные бокситы по остаткам алевро-аргиллитов силура; 4 – бокситы по делювиальным образованиям склонов; 5 – бокситы по обломочным аллювиальным отложениям; 6 – бокситизированные галечники; 7 – бокситизированные гравийно-песчаные отложения; 8 – пески грубые кварцевые латеритизированные; 9 – конгломератовидные бокситы с остатками кварцевого песка; 10 – пелитоморфные бокситы по глинам аллювиальным; 11 – метасоматические бокситы по песчаникам ордовика с остаточным кварцем; 12 – пески псевдоморфные по песчаникам ордовика; 13 – песчанники кварцевые грубо-разнозернистые, ордовик, свита Пита; 14 – положение шурфов на профиле.

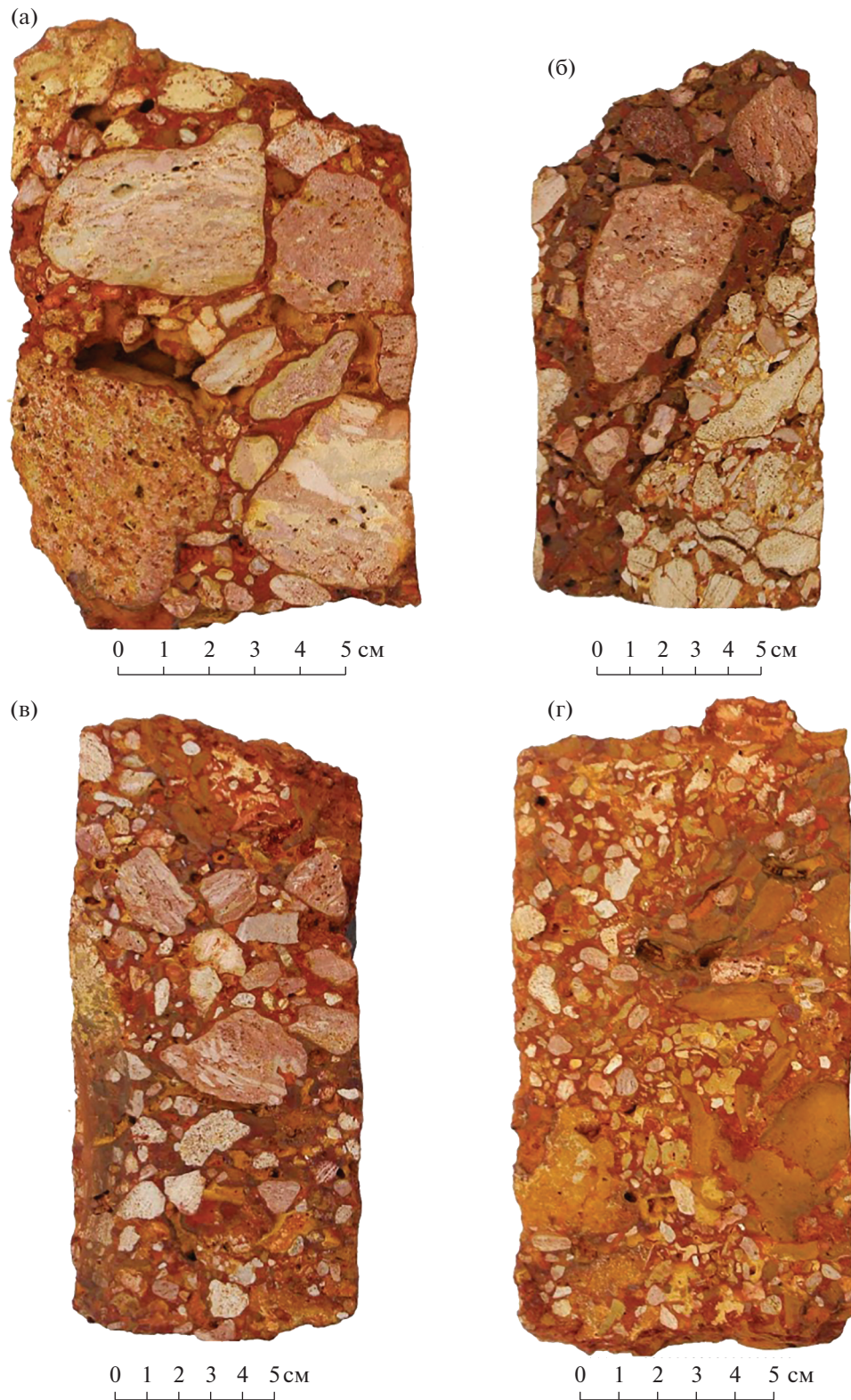
влияния на качество бокситов. Напротив, выщелачивание кварца повышает пористость и водопроницаемость глин и способствует формированию по ним латеритов и бокситов.

Если же в материнском субстрате имеются прослои песчаников, особенно крупнозернистых, то кварцевые зерна остаются даже в бокситах, из-за чего содержание SiO<sub>2</sub> возрастает до 3.5–5%, что существенно понижает их качество. Это имеет место на примере бокситов на месторождениях группы Бантинель и Донголь-Сигон (фиг. 5).

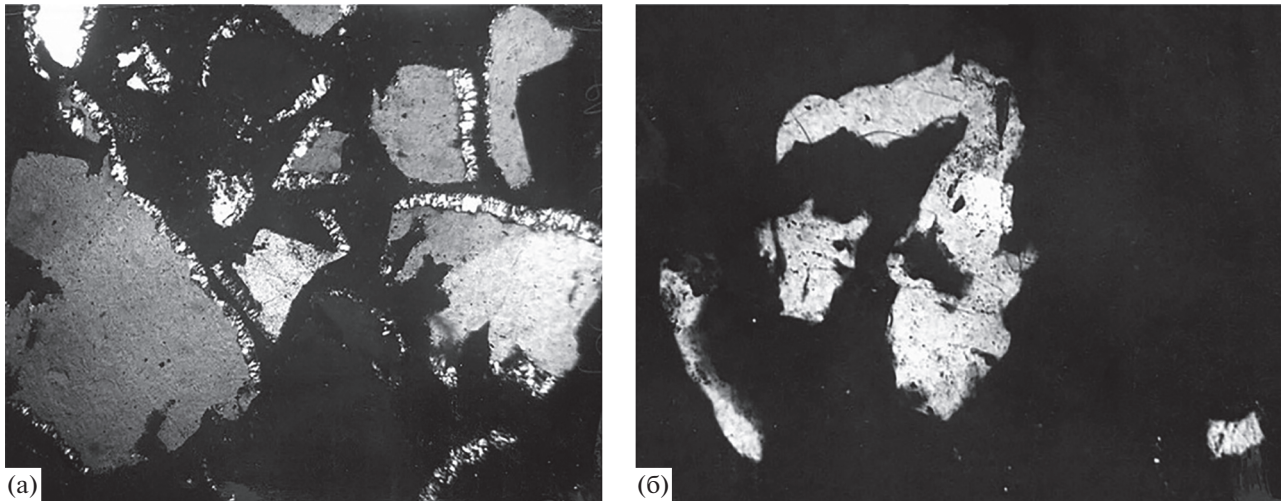
Но наиболее ярко отрицательная роль кварца в крупных выделениях проявляется при сопоставлении осадочно-латеритных бокситов по отложениям серии Сангареди в районе месторождения Сангареди и в районе месторождения Кавелин на

левобережье р. Томине, на восточном крыле синклинали Бове. В районе Сангареди, в ядре синклинали Бове при накоплении отложений серии Сангареди размыту подвергались только отложения силура и девона, не содержащие кварц в крупных выделениях. Соответственно, в осадочно-латеритных бокситах в районе Сангареди кварца практически нет. Большая часть кремнезема в пробах бокситов связана не с материнским субстратом, а с заносом по трещинам, каналам и порам эолового суглинистого и супесчаного материала из почвы. Среднее содержание SiO<sub>2</sub> в осадочно-латеритных залежах бокситов не превышает 0.5–1.5%.

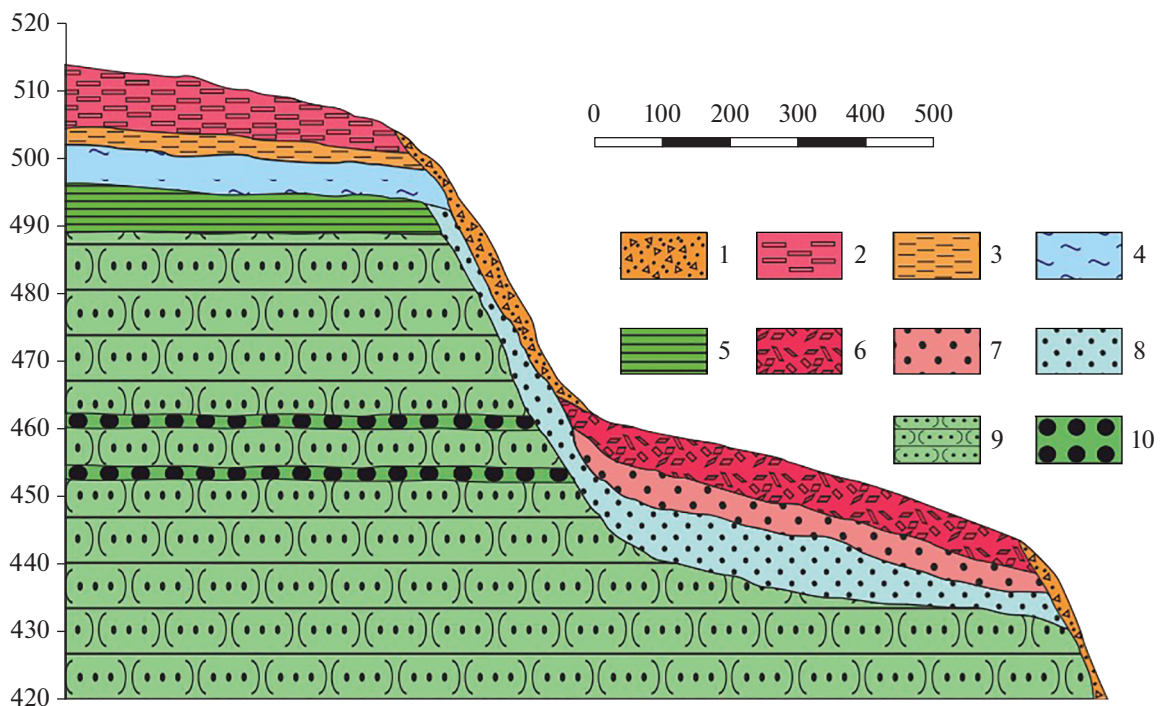
При накоплении отложений серии Сангареди в районе месторождения Кавелин были вскрыты эрозией крупно-грубозернистые песчанники ор-



**Фиг. 16.** Бокситы осадочно-латеритные, развитые по пролювиально-делювиальному шлейфу: а – конгломератовые; б – брекчиевидные; в, г – гравелитовые.



**Фиг. 17.** Кварц в процессе выветривания (месторождение Меенги).  
а – выщелачивание и замещение зерен кварца (серое) кристаллическим гиббситом (белое) и железо-глиноземным изотропным веществом (темное) с анализатором, ув. 72; б – остаток кварцевого зерна в боксите, с анализатором, ув. 72.



**Фиг. 18.** Геологический профиль через восточный фланг месторождения Дебеле и залежь Восточную.  
1 – обломки латеритов и бокситов в суглинистом эоловом материале; 2 – бокситы псевдоморфные по алевро-аргиллитам силура; 3 – железистые латериты (нижний железистый горизонт); 4 – псевдоморфные глины по алевро-аргиллитам силура; 5 – алевро-аргиллиты силура; 6 – обломочные бокситы по делювиально-пролювиальным образованиям; 7 – инфильтрационно-метасоматические бокситы по песчанкам ордовика; 8 – пески слабоглинистые (аналог псевдоморфных глин); 9 – песчанки кварцевые ордовика; 10 – прослой кварцевых гравелитов.

довика с прослоями гравелитов и с включениями гравия. В аналогичных месторождениях группы Сангареди, в конгломерат- и гравелит-бокситех с месторождения Ковелин, содержание кремнезема в рядовых пробах меняется в широких преде-

лах – от первых процентов до 15–30%. Практически весь кремнезем представлен зернами кварца крупнопесчаной и гравийной размерности. Даже после введения бортового ограничения на содержание  $\text{SiO}_2$  среднее его содержание по результа-



**Таблица 6.** Расчет коэффициентов концентрации ( $K_k$ ) главных породообразующих компонентов в зонах-горизонтах латеритной коры выветривания по отношению к коренному субстрату

Зоны-горизонты		Средняя мощность, м	Содержание основных компонентов, %			$K_k$ к коренным породам		
			SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Латеритный покров	Железистая кираса	1.5	3.12	35.96	36.80	0.05	2.09	4.28
	Бокситы	8.1	2.07	46.05	23.48	0.03	2.33	2.37
	Железистые латериты	3.3	4.73	33.90	39.07	0.06	1.63	3.75
Латеритный покров в целом, в том числе		9.1	2.94	36.52	36.71	0.04	1.84	3.71
бокситоносный		11.0	2.70	42.93	27.50	0.04	2.17	2.78
безбокситовый		8.7	2.99	35.28	38.49	0.08	1.74	3.80
Коренные породы в целом			59.12	15.77	7.88	1	1	1

там подсчета ресурсов составило 8%. Соответственно, среднее содержание глинозема снизилось, по сравнению с его средним значением на месторождении Сангареди (60%), до 54% – на те же 6% повышенного кремнезема.

Вывод об отрицательном влиянии на качество бокситов крупных зерен (или выделений) кварца вполне очевиден, так как интенсивность его выщелачивания прямо пропорциональна площади взаимодействия с раствором (Кабанова, 1960; Слукин и др., 2019). Чем тоньше зернистость, тем больше площадь контакта по отношению к объему, и тем быстрее происходит выщелачивание.

*Влияние железистого модуля материнских пород на бокситообразование*

Далее рассмотрим соотношение в материнских породах алюминия и железа, которое обсуждается гораздо реже, но которое следует считать значительно более важным. С 1981 г., после выхода краткой публикации Ю.И. Кима (Ким, 1981), нам не известно специальных исследований по этой теме.

Сначала приведем результаты расчета баланса вещества на изоволюметрической основе не для отдельных разрезов, как это делали М. Банифа с Дж.П. Лажуани (Lajoinie, Bonifas, 1961) или Б.М. Михайлов (Михайлов, 1969) и другие, и даже не для отдельных месторождений, а для крупного бокситорудного района. Такой расчет А. Чаусов выполнил для бокситорудного района Когон-Томине, самого крупного по ресурсам бокситов в мире, в котором сосредоточено 14 млрд т бокситов на площади около 4500 км<sup>2</sup> (Mamedov et al., 2019).

Обычно при подсчете запасов и ресурсов на месторождениях данной провинции отсекались бортовым содержанием глинозема (меньше 40%) все железистые латериты верхнего (кираса) и нижнего (между бокситами и глинами) железистых

горизонтов, а также некондиционные железистые латеритные породы на флангах месторождений, на склонах и на нижних поверхностях рельефа. В наш расчет при определении среднего состава собственно латеритного покрова (без глин коры выветривания) включены все сопутствующие бокситам железистые латериты коры выветривания всего района. Расчеты (табл. 6) главных породообразующих компонентов (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) в абсолютных значениях (кг/м<sup>3</sup>) и их отношение к абсолютному содержанию в материнском субстрате дали очень интересные результаты. Коэффициент концентрации ( $K_k$ ) железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) оказался равен почти 4, а алюминия (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) – только 2.

Если исходить из того, что источником вещества латеритных покровов могли быть только коренные породы района (алевро-аргиллиты девона и силура и долериты мезозоя), то следует принять как факт следующее.

1) Исходя из  $K_k \text{ Fe}_2\text{O}_3 = 4$ , для образования одного кубического метра латеритного покрова потребовалось переработать латеритным выветриванием не менее четырех кубических метров усредненного материнского субстрата;

2)  $K_k \text{ Al}_2\text{O}_3$ , оставшегося в латеритном покрове, только 2. То есть из 2 м<sup>3</sup> материнского субстрата переработано 4 м<sup>3</sup>. Следовательно, половина алюминия, мобилизованного при выветривании материнского субстрата, вынесена за пределы латеритной коры выветривания в дренажную систему. И это в бокситорудном районе с самой высокой концентрацией алюминия в мире.

Эти данные позволяют сделать очень важные выводы:

- независимо от состава материнского субстрата, при латеритном выветривании динамика накопления железа в 2 раза выше, чем алюминия;
- подвижность алюминия в условиях тропического гипергенеза выше, чем железа;

**Таблица 7.** Химический состав основных литологических типов материнских пород провинции и бокситов, образовавшихся по ним

Материнский субстрат	Материнские породы				Бокситы			
	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Водноосадочные отложения серии Сангареди	41.02	35.87	1.64	23.5	1.06	63.33	2.23	28.4
Нефелиновые сиениты	43.54	38.84	5.14	6.97	0.64	57.74	7.75	7.45
Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура	55.38	22.74	3.09	7.36	5.8	54.4	10.56	5.15
Ортоамфиболиты, Фармория	60.78	18.70	6.21	3.01	2.13	45.15	26.8	1.68
Алевро-аргиллиты, аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона	59.39	20.04	6.78	3.00	7.8	41.2	26.1	1.58
Долериты, конга-диабазы, габбро-долериты мезозойской трапповой формации	56.98	18.84	7.33	2.60	2.08	43.82	26.51	1.65
Кварц-биотит-пироксеновые сланцы Фармория	50.23	17.38	8.59	2.02	3.94	44.15	27.35	1.61
	52.41	14.21	12.93	1.1				
Дуниты, Калум	68.3	12.8	8.95	1.43	15.1	34.2	32.1	1.07
Перидотиты, Калум	35.65	1.05	19.51	0.06	2.5	9.8	51.5	0.19
	39.62	3.89	17.1	0.2	19.7	20.32	46.5	0.43

– типоморфным элементом латеритного авторморфного ландшафта для данной климатической зоны следует считать трехвалентное железо.

Латеритный бокситоносный покров по своему составу практически является двухкомпонентной системой, не считая кристаллизованную воду в минералах алюминия и железа. Следовательно, для образования бокситов необходимо преобладание в материнском субстрате алюминия по сравнению с содержанием железа.

Этот тезис однозначно подтверждается химическим составом материнских пород данной провинции и бокситов, образовавшихся по ним (табл. 7). Только по материнским породам, в которых железистый модуль (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) превышает 4, образуются залежи бокситов высокого и экстра-качества, как это характерно для нефелиновых сиенитов архипелага Лос и особенно для обеленных отложений серии Сангареди, в которых величина железистого модуля достигает в отдельных случаях 23. Для алевро-аргиллитов железистый модуль не превышает 3, в среднем составляет 2.2, а для долеритов и того ниже – 1.2.

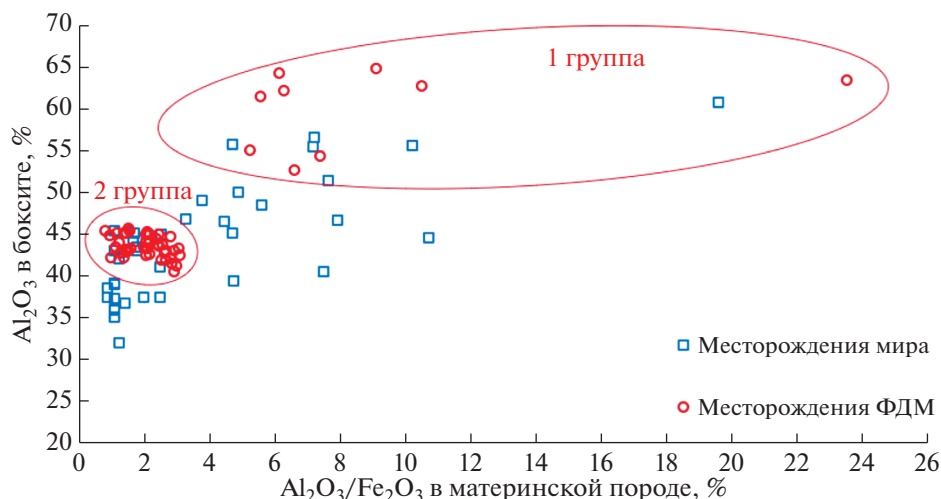
Соответственно, и бокситы, образовавшиеся по такому материнскому субстрату, как правило, имеют низкое и среднее качество, если не учитывать в расчетах разрезы с обратной зональностью (инфильтрационно-метасоматические), связанные с влиянием процессов обеления и латеритизации отложений серии Сангареди.

В доказательство определяющего значения железистого модуля для оценки степени благоприятности материнского субстрата в табл. 7 включены данные о химическом составе ультрабазитов п-ва Калум (г. Конакри) и продуктов их латерит-

ного выветривания. По этим материнским породам, в которых величина железистого модуля значительно менее единицы, образовались богатые гетит-гематитовые железные руды, а не бокситы.

Необходимо отметить, что химический состав долеритов, конга-диабазов и габброидов изменчив. В отличие от габбро-долеритов, в которых железистый модуль достигает величины 2 (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 17.4; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 8.6%), в некоторых телах долеритов величины содержания алюминия и железа близки (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13–14%, сумма железа в пересчете на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13–14.5%) и, соответственно, железистый модуль составляет около 1. По-видимому, высокожелезистые (безбокситовые) латеритные покровы на некоторых боваях образовались именно по таким низкомолекулярным мезозойским породам.

На графике (фиг. 19) для сопоставления приведены обширные литературные данные для бокситов месторождений провинций мира (Австралии, Бразилии, Индии, Суринама, Вьетнама и др.), образовавшиеся по таким породам, как нефелиновые сиениты, долериты, филлиты, амфиболиты, анортозиты и др. Для них, так же как и для месторождений провинции Фута Джалон-Мандинго, наблюдается прямая зависимость качества бокситов от повышения железистого модуля в материнском субстрате. Более высококачественные бокситы связаны со щелочными породами (нефелиновыми сиенитами, фойяитами, фонолитами, анортозитами), для которых величина железистого модуля выше 4.5. Для месторождений провинции ФДМ в 1-ю группу, с величиной железистого модуля выше 5, вошли бокситы, связанные с серией Сангареди и образованные по нефелиновым сиенитам. Остальные бокситы провинции во-



Фиг. 19. Зависимость качества бокситов от величины железистого модуля в материнской породе.

шли во 2-ю группу, для которой характерно отношение  $Al_2O_3/Fe_2O_3$  в материнской породе не более 4. Зависимость качества бокситов от величины железистого модуля для бокситов месторождений мира менее строгая. Это обусловлено спецификой использованных выборок анализов. Для объективной оценки зависимости необходимо использовать качество бокситов для всего месторождения в целом, а не по отдельным разрезам, так как на любом месторождении можно выделить бокситы высокого качества. Без оценки доли таких бокситов в масштабах всего месторождения будет происходить нивелирование различий, обусловленных особенностями состава исходных пород. Выделение только высококачественных бокситов дает искаженную картину при анализе соотношения алюминия и железа и их поведения от исходной породы к бокситам. Наиболее объективной является оценка результатов гипергенных процессов в пределах отдельного элементарного ландшафта, каким является каждая бокситоносная боваль, и в целом средние значения для всей совокупности автономного геохимического ландшафта – всех бокситоносных бовалей провинции.

Таким образом, оценка степени благоприятности материнского субстрата по величине железистого модуля в материнской породе, полученная на примере месторождений провинции Фута Джалон-Мандинго, является достаточно достоверной и неискаженной, так как проведена на основе расчета среднего качества бокситов для всего месторождения, а не отдельных пересечений.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрев закономерности и особенности влияния литологии материнского субстрата на распределение и качество бокситов в бокситоносной провинции ФДМ, можно сформулировать следующие выводы:

1. Литология материнского субстрата влияет на распространенность и качество бокситов как в региональном – площадном масштабе, так и на локальные проявления бокситоносности.

2. Более 99% месторождений и проявлений бокситов приурочено к структурно-вещественным комплексам платформенного чехла – к субгоризонтально залегающим терригенно-осадочным песчано-глинистым отложениям позднепротерозойского и палеозойского возраста, интродуцированных силлами и дайками основных пород мезозойской трапповой формации. В качестве главного благоприятного материнского субстрата в провинции выступают существенно глинистые породы (аргиллиты, алевролиты и алевро-аргиллиты), а также долериты, конга-диабазы и реже габбро-долериты, которые имеют региональное распространение.

3. К региональному фактору литологического контроля следует также отнести влияние водно-осадочных среднемиоценовых континентальных отложений серии Сангареди, их эпигенетических изменений в глеевой геохимической обстановке и последующей латеритизации, захвативших и подстилающие коренные породы ложа. Несмотря на то что высококачественные осадочно-латеритные (по отложениям серии Сангареди) и инфильтрационно-метасоматические с повышенным содержанием бёмита (по обеленному коренному субстрату ложа) бокситы к настоящему времени большей частью уничтожены эрозионно-денудационными процессами, их остаточная сохранность в целом повлияла на более высокое качество бокситов ФДМ. Даже на крайнем востоке и севере провинции в неблагоприятных климатических условиях сохранились остатки белых высокоглиноземистых существенно бёмитовых бокситов.

4. В качестве факторов локального литологического контроля за распределением и качеством

залежей бокситов выступают местные переотложенные накопления продуктов разрушения бокситоносных латеритных покровов на нижележащих ступенях рельефа на неблагоприятном литологическом субстрате — на грубых кварцевых песчаниках. При этом более благоприятными для последующего латеритного бокситообразования выступают крайние члены фациального профиля континентальных образований:

— делювиальные и делювиально-проллювиальные образования, сложенные крупно-грубо-обломочными образованиями, в составе которых преобладают обломки бокситов;

— аллювиальные глинистые отложения, отмытые от крупных зерен кварца.

5. Степень благоприятности материнского алюмосиликатного субстрата для формирования по ним бокситов более высокого качества определяется их минералого-петрографическим и химическим составом, причем главными определяющими факторами являются железистый модуль (отношение  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ ) и количество и размер зерен кварца. В целом невысокие значения железистого модуля в преобладающем материнском субстрате провинции (1.2–1.9 для долеритов и конга-диабазов: 2–2.3 для алевро-аргиллитов) определили и не очень высокое среднее качество бокситов. В то же время бокситы, образовавшиеся по нефелиновым сиенитам ( $Al_2O_3/Fe_2O_3 = 6$ ), а тем более по обеленным отложениям серии Сангареди ( $Al_2O_3/Fe_2O_3 = 7–24$ ), закономерно отличаются очень высоким и экстра-качеством. По алевро-аргиллитам платформенного чехла, в которых содержание кварца зачастую достигает 40–45%, образуются бокситы, в том числе высокого качества. Однако присутствие значительного количества кварца в крупных (более 0.5–1 мм) выделениях приводит к значительному увеличению содержания  $SiO_2$  в бокситах и к падению их качества.

#### ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена при финансовой поддержке государственного задания ИГЕМ РАН № 121041500220-0, аналитические исследования проведены в ЦКП “ИГЕМ АНАЛИТИКА”.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акаемов С.Т. Литология и генезис бокситов Сангареди (Западная Африка). Проблемы генезиса бокситов. М.: Наука, 1975.
- Кабанова Е.С. Материалы по растворению минералов кремнезема в водных растворах. Кора выветривания. АН СССР. 1960. Вып. 3. С. 351–359.
- Ким Ю.И. Железистый модуль и его значение в геологии бокситов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 2. С. 431–436.
- Мамедов В.И., Гоберман Р.Г. Геология и бокситоносность района Форекария-Фармория // Сборник научных трудов. Новые данные по геологии бокситов. М.: ВИМС, 1975 “б”, вып. II. С. 165–174.
- Мамедов В.И., Макстенек И.О., Сума Н.М.Л. Бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 1985. Т. XXVII. № 2. С. 72–82.
- Мамедов В.И., Ануфриев А.А., Сума Н.М.Л. Особенности бокситоносной залежи Сангареди (Гвинейская Республика) // Изв. вузов. Геология и разведка. 1985. № 4. С. 38–47.
- Мамедов В.И., Чаусов А.А., Канищев А.И. Этапы формирования уникальной бокситоносной серии Сангареди (провинция Фута Джалон-Мандинго, Западная Африка) // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 203–229.
- Мамедов В.И., Чаусов А.А., Оконов Е.А., Макарова М.А., Боева Н.М. Крупнейшая в мире бокситоносная провинция Фута Джалон-Мандинго (Западная Африка). Часть I: общие сведения // Геология руд. месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 178–192.
- Мамедов В.И., Зайцев В.А., Макарова М.А., Пашков В.С. Новый взгляд на геоморфологическое развитие рельефа Западной Африки // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 491. № 2. С. 1–7.
- Мамедов В.И., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д., Шипилова Е.С., Бортников Н.С. Главные процессы и стадии формирования уникального месторождения бокситов Сангареди (Западная Африка) // ДАН. Науки о земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 1–7.
- Михайлов Б.М. Геология и полезные ископаемые западных районов Либерийского щита. М.: Недра, 1969. 179 с.
- Селиверстов Ю.П. Рельеф и покровные образования тропиков Западной Африки // Геоморфология. 1973. № 1. С. 86–94.
- Слукин А.Д., Бортников Н.С., Боева Н.М., Жегалло Е.А., Зайцева Л.В. Кварц как реликтовый продукт биогенного растворения в латеритных бокситах (по результатам электронно-микроскопического изучения) // ДАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 228–232. <https://doi.org/10.31857/S0869-56524862228-232>
- Bardossy G., Aleva G.J.J. Lateritic Bauxites. Developments in Economic Geology 27, Elsevier Sci. Publ. 1990. 624 p.
- Deb M., Joshi A. Petrological studies on two East Coast bauxite deposits of India, and implications on their genesis // Sediment. Geol. V. 39. Is. 1–2. 1984. P. 121–139. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(84\)90029-0](https://doi.org/10.1016/0037-0738(84)90029-0)
- Lajoinie J.P., Bonifas M. Les dolerites du Kounkoure et leur alteration lateritique // Bulletin du Bureau de Recherches Geologiques et Minieres. 1961. № 2. P. 1–34.
- Mamedov V.I., Boufeev Y.V., Nikitine Y.A. Geologie de la republique de Guinee. Min. des Mines et de la Geologie de la Rep. De Guinee; GEOPROSPECTS Ltd; Univ. d'Etat de Moscou Lomonossov (Fac. Geol.) Conakry – Moscou: Aquarel, 2010. 320 p.
- Mamedov V., Chausov A., Makarova M. Principal conditions and geochemical trends in formation of high-grade bauxite deposits, Republic of Guinea // 16th International Symposium on water-rock interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference) E3S Web Conf. France. 2019. Vol. 98. P. 1–5. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199801035>