

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В УСЛОВИЯХ АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИИ МЕТАМОРФИЗМА: МЕСТОРОЖДЕНИЕ БКАН (БАЙКАЛО-ПАТОМСКИЙ ПОЯС)**

**А.Е. Будяк<sup>1,2</sup>, Ю.И. Тарасова<sup>1,2</sup>, А.В. Чугаев<sup>3</sup>, Н.А. Горячев<sup>1,4</sup>, Т.А. Веливецкая<sup>5</sup>,  
А.В. Игнатьев<sup>5</sup>**

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, ул. Фаворского 1а, г. Иркутск, 664033;  
e-mail: budyak@igc.irk.ru

<sup>2</sup>ФГБОУВО Иркутский национальный исследовательский технический университет, ул. Лермонтова 83,  
г. Иркутск, 664074

<sup>3</sup>ФГБУН Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,  
Старомонетный пер. 35, г. Москва, 119017

<sup>4</sup>ФГБУН Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт им. Н.А. Шило ДВО РАН,  
ул. Портовая 16, г. Магадан, 685000

<sup>5</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, пр-т 100 лет Владивостоку 159, г. Владивосток,  
690022

Поступила в редакцию 24 сентября 2023 г.

Черносланцевые отложения, претерпевшие метаморфические изменения, превышающие зеленосланцевую фацию регионального метаморфизма, большинством исследователей рассматриваются исключительно с точки зрения возможности добычи россыпного золота.

В статье приведены результаты изучения месторождения Бкан, расположенного в пределах зоны метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации и его сопоставления с ранее изученными месторождениями, локализованными в зоне зеленосланцевых изменений. Было определено, что одним из основных факторов локализации месторождения золота Бкан является его литолого-стратиграфическая приуроченность к контакту углеродсодержащих филлитовидных сланцев и песчаников аунакитской свиты в висячем крыле антиклинальной складки. Рудная минерализация месторождения представлена сменой ранней диа-катагенетической пиритовой (ру-I, ру-II) → метаморфогенной пирротиновой (ро, сру, asp) → метаморфогенно-метасоматической пирит-полиметаллической (сру, asp, ру-III, gln, sph, pn, mrc) → пострудной пиритовой (ру-IV) ассоциациями. Рудный этап характеризуется максимально высокими РТ-параметрами на раннерудной метаморфической стадии и их снижением на продуктивной стадии. Данные о вариациях изотопного состава серы и свинца свидетельствуют об их заимствовании в рудный флюид из вмещающих метаосадочных толщ аунакитской свиты.

В результате сопоставления по полученным параметрам месторождения Бкан с изученными ранее месторождениями Сухой Лог, Голец Высочайший, Угахан и Красный сделан вывод о правомерности отнесения месторождения Бкан к группе месторождений Сухоложского генетического типа.

**Ключевые слова:** орогенные золоторудные месторождения, метаморфизм высоких степеней, черносланцевые толщи, Южное обрамление Сибирской платформы.

#### ВВЕДЕНИЕ

Крупные и гигантские месторождения золота «сухоложского» генетического типа (СГТ), расположенные в пределах Южного обрамления Сибирской платформы (Сухой Лог ~2000 т, Вернинское ~300т, Голец Высочайший ~100т, Красный ~100т и т.д.), пространственно связаны с мощными угле-

родсодержащими осадочными формациями дальне-тайгинского-жуинского стратоуровня, возникшими на окраине Сибирского континента. Их отложение происходило в геодинамических условиях, соответствующих задуговому бассейну, при активном участии гидротермальных эксгаляций зоны рассеянного спрединга, что могло послужить причиной

золото-полиметаллической специализации осадков [2, 26].

В отношении генезиса месторождений СГТ исследователями разрабатывается, главным образом, две альтернативные модели: магматогенная и метаморфогенно-гидротермальная. Согласно магматогенной модели золоторудная минерализация связана с развитием в регионе палеозойского гранитоидного магматизма [27, 46, 52]. В противоположность ей в рамках метаморфогенно-гидротермальной генетической модели ведущая роль в развитии рудообразующих процессов отводится региональному метаморфизму [7, 48, 65, 73]. Полученные в последнее время геохронологические [28, 51] и изотопно-геохимические [16, 22, 25, 30, 34, 40, 42, 44,] данные свидетельствуют, с одной стороны, о синхронности метаморфических и рудообразующих процессов в регионе и, с другой, о ведущей роли вмещающих докембрийских метасадочных пород в поступлении минералообразующих компонентов в гидротермальные растворы. Принимая во внимание эти данные, метаморфогенно-гидротермальная генетическая модель представляется в настоящее время наиболее обоснованной и принимается большинством исследователей.

Ключевым фактором полистадийного формирования месторождений СГТ, согласно представлениям ряда исследователей [29, 32, 73], являются интенсивные коллизионные дислокации и региональный зональный метаморфизм, связанные с закрытием палеоазиатского океана. Необходимо отметить, что все крупные золоторудные месторождения Голец Высочайший, Вернинское, Красный, месторождение-гигант Сухой Лог, десятки средних и мелких месторождений объединяет то, что они расположены в зоне зеленосланцевой фации регионального метаморфизма [20]. Опираясь на данный факт, долгое время считалось, что формирование золоторудных объектов Бодайбинского района возможно исключительно в пределах границ зеленосланцевой фации [19], что существенно сокращает перспективность поисковой деятельности на территории Бодайбинского золоторудного района.

Мараканский рудный узел (МРУ), в пределах которого породы претерпели изменения эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фаций регионального метаморфизма, долгое время рассматривался исключительно с точки зрения возможности добычи россыпного золота. Однако во второй половине 80-х годов XX века в результате тематических поисковых и поисково-оценочных работ в пределах МРУ под руководством Иванова А.И. было обнаружено два место-

рождения коренного золота: Ыкан и Ожерелье, локализованные, соответственно, в породах аунакитской и догалдынской свит. Эти открытия поставили под сомнение взгляды о существовании метаморфического контроля в расположении месторождений в Бодайбинском рудном районе и актуализировало дискуссию о влиянии метаморфизма высоких фаций на генезис месторождений СГТ.

С целью решения данного вопроса нами было проведено исследование месторождения Ыкан. Выбор объекта продиктован двумя основными факторами: расположение его в зоне развития метаморфизма гранат-амфиболитовой фации метаморфизма и локализация в отложениях аунакитской свиты, в которой также расположены такие крупные по запасам месторождения, как Красный и Вернинское. Таким образом, сопоставление месторождения Ыкан с ранее изученными месторождениями позволит оценить влияние фактора высокотемпературного метаморфизма на формирование золоторудных месторождений СГТ.

#### ГЕОЛОГИЯ РАЙОНА

Мараканский рудный узел расположен в центральной части Бодайбинского синклинория за границей эпидот-амфиболитовой или амфиболитовой фации регионального метаморфизма (рис. 1). В структурном плане это крыло Маракано-Тунгуской мегасинклинали со сложной системой зон расщепления надвиговой природы, которая обусловлена деформацией линейных складок гранитогнейсовыми куполами Мамской группы [9, 19]. Формирование мусковитовых гранатсодержащих гранитоидов мамского комплекса отражает пик коллизионно-аккреционных процессов в южной периферии Сибирского кратона, которые происходили в период 450–420 млн лет назад [18]. Неопротерозойские метасадочные толщи прорываются гранитоидами конкудеро-мамканского комплекса позднепалеозойского возраста (330–290 млн лет) [35, 41]. Проявление контактового метаморфизма для интрузий выражается в развитии поперечных к кливажу порфиروبласт биотита и андалузита.

В результате сложных многоэтапных метаморфических преобразований породы рассматриваемой территории были метаморфизованы в условиях от зеленосланцевой до эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций. Изограды биотита, граната, кианита пересекают складчатые структуры, что свидетельствует о более позднем проявлении высокотемпературного регионального метаморфизма относительно линейного складкообразования. Согласно [18, 21, 45 и др.], пик регионального метаморфизма пришелся на

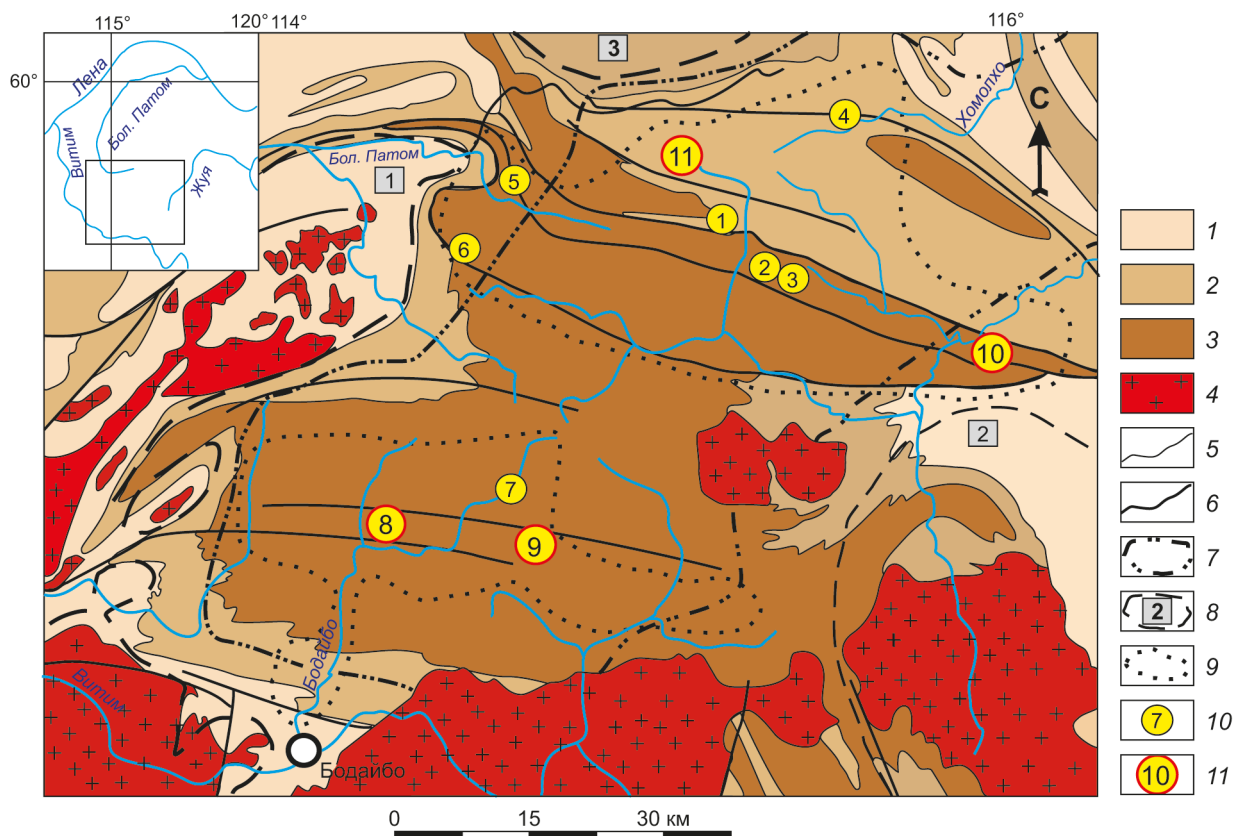


Рис. 1. Геологическая карта Бодайбинского района [20].

1–3 – рифейско-вендские отложения: 1 – венд, бодайбинская серия (аунакитская, вачская, анангрская, догалдынская и илигирская свиты), 2 – средний-верхний рифей, ныгринская серия (бужуихтинская, угаханская, хомолхинская и имняхская свиты), 3 – средний рифей, баллаганакская серия (хорлухтакская, хайвергинская, бугорихтинская и бодайбинская свиты); 4 – верхнепалеозойские гранитоиды конкудеро-мамakanского комплекса; 5 – геологические границы; 6 – главные разрывные нарушения; 7 – изограда биотита регионального метаморфизма; 8 – границы внешних деформационных зон гранитогнейсовых купольных структур (1 – Мамской группы, 2 – Верхне-Жуинской, 3 – Верхне-Хайвергинской); 9 – основные золотороссыпные районы; 10 – золоторудные месторождения (1 – Сухоложское, 2 – Вернинское, 3 – Невское, 4 – Высочайшее, 5 – Ожерелье, 6 – Ыкан, 7 – Догалдынская жила, 8 – Кавказ, 9 – Капыловское); 11 – потенциальные золоторудные месторождения (рудные зоны с промышленными параметрами: 10 – в Светловском и 11 – в Верхне-Угаханском рудных полях).

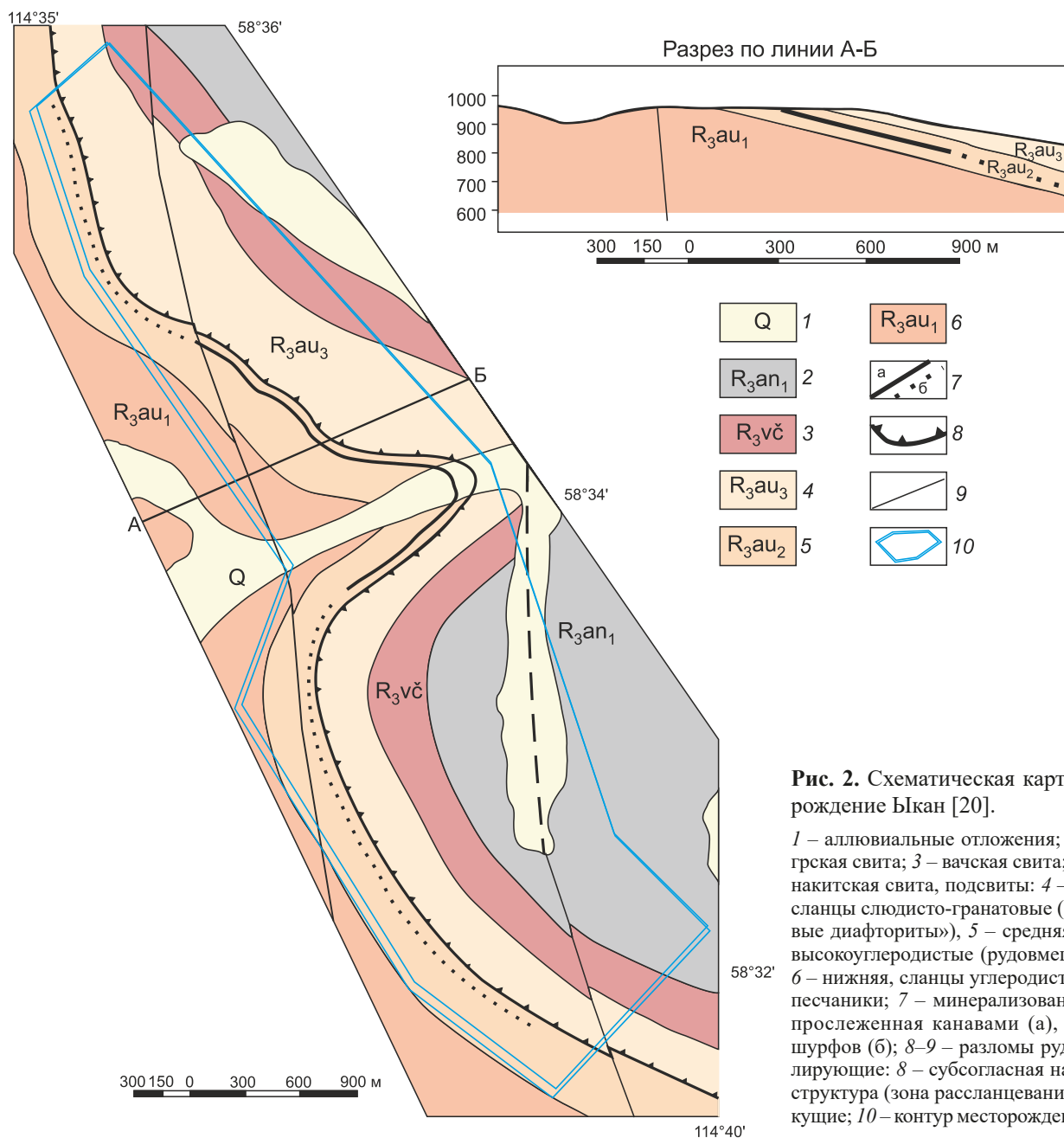
время становления гранитоидов мамского комплекса (~450–420 млн лет).

Наиболее крупные продольные разломы трассируются зонами жильно-прожилкового окварцевания, с которыми связаны рудные тела штокверкоподобной морфологии. Основные деформации по этим разломам происходили во время «пика» регионального метаморфизма. Диафторические изменения высоко метаморфизованных пород, широко развитые в бассейне реки Маракан, наиболее интенсивно проявлены в зонах расланцевания и отвечают регрессивной стадии раннепалеозойского метаморфического события. Кроме синрудных деформаций повсеместно отмечаются разрывные нарушения, которые часто бывают заполнены кварцевым и кварц-карбонатным субстратом. По нашим полевым наблюдениям, данные кварц-карбонатные жилы секут как общую сланцеватость

вмещающих отложений, так и золотоносные тела, и не содержат золоторудной минерализации, что говорит об их пострудной природе.

#### ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Относительно прочих месторождений «сухоложского» генетического типа месторождение Ыкан является небольшим по запасам (7.0–7.5 тонн при среднем содержании Au 2.5 г/т). Оно локализовано в Вачской антиклинали третьего порядка, осложняющей юго-западное крыло Маракано-Тунгусской мегасинклинали. Линейные складки деформируются Мараканским гранитогнейсовым куполом (Мамская группа) и плавно меняют свое простирание с субширотного до СЗ вплоть до субмеридионального. Ядерная часть антиклинали сложена породами нижней части аунакитской свиты, висячее крыло – породами аунакитской, вачской и анангрской свит.



**Рис. 2.** Схематическая карта месторождение Бкан [20].

1 – аллювиальные отложения; 2 – анангская свита; 3 – вачская свита; 4–6 – аунакитская свита, подсвиты: 4 – верхняя, сланцы слюисто-гранатовые («гранатовые диафориты»), 5 – средняя, сланцы высокоуглеродистые (рудовмещающие), 6 – нижняя, сланцы углеродистые, метапесчаники; 7 – минерализованная зона, прослеженная канавами (а), линиями шурфов (б); 8–9 – разломы рудоконтролирующие: 8 – субсогласная надвиговая структура (зона рассланцевания), 9 – секущие; 10 – контур месторождения Бкан.

Вмещающими породами для рудной минерализации месторождения Бкан являются осадочные породы аунакитской свиты (au) (рис. 2), которая делится на три подсвиты. В нижней подсвите аунакитской свиты (au<sub>1</sub>) выделено две пачки: первая (au<sub>1</sub><sup>1</sup>) представлена чередованием кварцитов известковистых и неизвестковистых сланцев биотитовых, двуслюдяных, иногда с гранатом; вторая (au<sub>1</sub><sup>2</sup>) сложена переслаиванием углеродистых слюисто-кварцевых сланцев (55–75 %) с кварцевыми метапесчаниками (25–45 %).

Средняя подсвита аунакитской свиты (au<sub>2</sub>) также представлена двумя пачками. Нижняя пачка (au<sub>2</sub><sup>1</sup>) сло-

жена слабо углеродистыми (C<sub>орг</sub> < 0.5 %) кварцевыми метапесчаниками и углеродистыми слюисто-кварцевыми и кварцево-слюистыми сланцами (C<sub>орг</sub> от 0.5 до 1 %). Верхняя пачка (au<sub>2</sub><sup>2</sup>) представляет собой чередование пластов тонкозернистых углеродистых метапесчаников с углеродистыми слюисто-кварцевыми филлитовидными сланцами (C<sub>орг</sub> от 0.5 до 2.4 %).

Верхняя подсвита аунакитской свиты (au<sub>3</sub>) в районе Бодайбинского рудного района сложена слабо углеродистыми (C<sub>орг</sub> < 0.5 %) сероцветными породами. Она залегает между высокоуглеродистыми черносланцевой пачкой (au<sub>2</sub><sup>2</sup>) и вачской свитой (vc) и при картировании выделяется как «серая пачка».

Породы в пределах месторождения претерпели метаморфические преобразования эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. На запад, по мере приближения к гранитогнейсовой купольной структуре, повышается степень метаморфизма до амфиболитовой фации. Породы верхней подсвиты предположительно служили геохимическим барьером для гидротермальных растворов на этапе метаморфогенно-метасоматических преобразований. По этой причине породы верхней части «чёрной» ( $au_2$ ) и нижней части «серой» ( $au_3$ ) пачек интенсивно переработаны, что привело к широкому развитию в них наложенного мусковита, хлорита и вплоть до образования мусковит-хлоритовых сланцев. На данном уровне отмечены гранатовые диафториты, с которыми ассоциирует золотое оруденение. Мощность аунакитской свиты достигает 700–800 м.

Выше по разрезу согласно залегает толща высокоуглеродистых ( $C_{орг}$  до 10 вес. %) кварц-серицитовых сланцев вачской свиты с подчиненной долей кварцевых песчаников и алевролитистых сланцев. По нашим наблюдениям, мощность свиты в пределах Мараканского рудного узла не превышает 150–300 м.

На отложениях вачской свиты с угловым несогласием залегают отложения анангрской свиты, представленные переслаиванием полевошпат-кварцевых и полимиктовых песчаников; значительно реже встречаются слабоуглеродистые алевролиты. Повсеместно наблюдаются линзующиеся пласты аркозовых гравелитов. Мощность свиты в пределах рудного узла достигает 950 м.

Основными системами разрывов, присутствующими в пределах месторождения Ыкан, являются субмеридиональные зоны трещиноватости и наложенные хрупкие деформации северо-восточного простирания. Породы в зоне структурных деформаций интенсивно рассланцованы; по ним развиты гидротермальные изменения: мусковитизация, хлоритизация и окварцевание. Общая мощность зоны рассланцевания превышает 150 м и охватывает как черносланцевые породы нижней и средней подсвиты, так и серые песчаники верхней подсвиты. В пределах минерализованной зоны месторождения отмечаются жилы кварцевого и мусковит-полевошпат-кварцевого составов, секущие вмещающие породы. Мощность жил от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. На контакте с кварцевыми жилами в сланцах присутствуют новообразованные крупнокристаллические мусковит и хлорит.

Рудное тело месторождения по вертикали прослежено до 100 м, по падению – на 600 м, а по простиранию – на 1440 м. Оно представляет собой зону

рассланцевания с интенсивно проявленными в регрессивно-метаморфический этап гидротермально-метасоматическими преобразованиями. Рудное тело пластообразной формы локализовано под нижним контактом горизонта гранатовых диафторитов и представляет собой интенсивно мусковитизированные углеродистые сланцы с золотоносной минерализацией кварц-пирит-пирротинового состава.

Rb-Sr геохронологическое изучение хлорита из ранних прожилково-вкрапленных руд и поздних кварцевых жил на месторождении Ыкан дало общую изохрону с возрастом  $344 \pm 8$  млн лет [58]. Полученная Rb-Sr датировка рассматривается как возраст наиболее позднего термального события, с которым, по-видимому, связаны наложенные процессы преобразования ранних руд и формирование поздних кварцевых жил на месторождении.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Аналитические исследования химического состава пород и руд проводились в ЦКП «Изоотопно-геохимических исследований» ИГХ СО РАН следующими методами: титриметрический, гравиметрический (НСАМ № 3-Х, НСАМ № 50-Х.) на определение  $S_{total}$  (общей); рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) на определение петрогенных элементов; атомная абсорбция: Au, Ag; ICP MS на определение редких элементов.

Подготовка материала проведена на анализаторе фрагментов микроструктуры твердых тел Минерал С7 с линией пробоподготовки. Состав сульфидов был изучен методом ICP-MS-LA в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ на масс-спектрометре ThermoXSeries 2 с лазерной приставкой NWR UP-213.

Изотопный анализ серы определялся в лаборатории стабильных изотопов в ЦКП ДВГИ ДВО РАН с применением локального лазерного метода с использованием фемтосекундного комплекса лазерной абляции NWR Femto [59, 77].

Изотопный состав Pb анализировался в сульфидах из прожилково-вкрапленной минерализации. Работы по химической подготовке проб, а также масс-спектрометрические измерения выполнены в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН. Pb-Pb данные получены с помощью метода многоколлекторной масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (MC-ICP-MS), включающего трассирование растворов образцов таллием. Масс-спектрометрические измерения изотопного состава Pb выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре NEPTUNE (Thermo Scientific) согласно методике, описанной в работе [43].

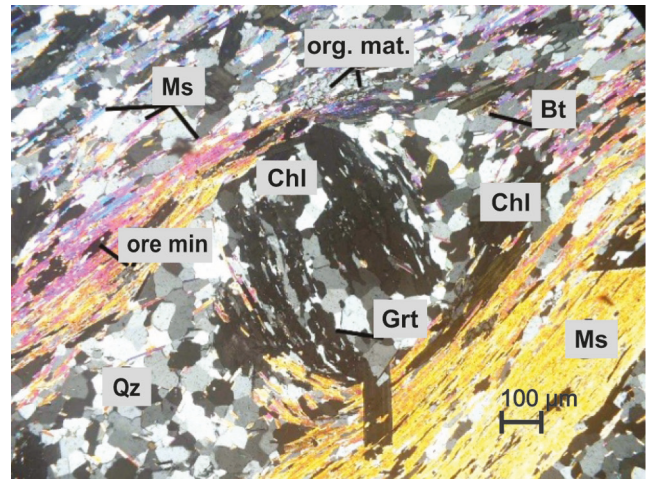
Содержание U, Th и Pb в сульфидах определено с помощью ICP-MS метода. Анализ выполнен для растворов, трассированных индием, на квардрупольном масс-спектрометре iCAP SQ (Thermo Scientific) в Казанском федеральном университете (КФУ).

Для определения температур полной гомогенизации, эвтектики, плавления льда растворов, частичной гомогенизации и плавления сжиженных газов была использована микротермокамера THMSG-600 Linkam, позволяющая измерять температуры фазовых переходов в диапазоне от  $-196$  до  $+600$  °C. Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39 (Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск). Точность измерения  $\pm 0.1$  °C в диапазоне температур от  $-20$  до  $+80$  °C и  $\pm 1$  °C вне этого интервала. Соленость, плотность и давление минералообразующих растворов определены путем расчетов по программе Flincog для трехкомпонентной системы  $\text{NaCl-H}_2\text{O-CO}_2$ . Состав водной фазы включений определялся на основе эвтектической температуры, характеризующей водно-солевою систему [1]. Соленость водной фазы включений определялась по температуре плавления льда через эквивалент NaCl в системе  $\text{NaCl-H}_2\text{O}$  [24]. Состав газовой фазы отдельных флюидных включений в кварце был проанализирован на рамановском спектрометре Horiba J.Y. LabRAM HR800, оснащенный аргоновым лазером с диаметром 1.5 мкм, мощностью 3 Вт. Полученные результаты обработаны в соответствии с приведенными спектрами [53, 55].

#### МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД И РУД

По результатам макроскопического изучения вмещающих пород месторождения нами выделено три группы: кварцевые песчаники, кварц-хлорит-мусковитовые сланцы и кварцевые, кварц-полевошпатовые жилы и прожилки.

Отличительной чертой месторождения Ыкан является проявление процессов диафореза, в результате которого более высокотемпературные минералы гранат, биотит, цоизит в значительной мере замещены мусковитом, хлоритом и кварцем. Максимально процесс диафореза проявлен в пределах горизонта слабо углеродистых гранатсодержащих сланцев, залегающих в основании третьей, «серой» подсвиты аунакитской свиты. Незамещенные зёрна граната сохранились лишь в единичных экземплярах. Гранат содержит включения терригенного кварца и турмалина, а также углеродистого вещества. По зёрнам граната развиваются, крупные пластинки хлорита, мусковита и кварца (рис. 3).



**Рис. 3.** Углеродистые сланцы хлорит(Chl)-гранат(Grt)-мусковит(Ms)-кварцевого(Qz) состава; org.mat. – organic matter (органическое вещество); ore.min. – ore mineral (рудный минерал). Николи +.

В породе чередуются линзовидные прослойки с преобладающим кварцем с примесью хлорита и мусковита и прослойки, сложенные преимущественно тонкочешуйчатым агрегатом мусковита с примесью хлорита и кварца (мощностью около 0.5 мм). Чешуйки мусковита расположены согласно со сланцеватостью. Акцессорные минералы представлены турмалином, рутилом, магнетитом, титаномагнетитом.

Зерна карбоната, как правило, расположены согласно со сланцеватостью. Железо-магнезиальные карбонаты повсеместно окаймляют сульфиды. Незначительное количество железистых карбонатов совместно с хлоритом приурочены к зальбандам кварцевых жил.

Минерализованная зона представляет собой рассланцованные, интенсивно мусковитизированные, хлоритизированные, окварцованные породы с интенсивной сульфидизацией. Сульфидная минерализация образована пирит-пирротиновой вкрапленностью и линзовидными выделениями пирротина. Последние ориентированы своей длинной осью вдоль сланцеватости. Содержание сульфидов достигает 5–8 об. %. Также часто встречаются мелкие зёрна магнетита.

В районе Мараканского рудного узла установлены три возрастных генерации кварцевых жил. Первая генерация – дометаморфические жилы этапа линейной складчатости. Эти жилы идентифицируются как за пределами рудоносной зоны месторождения Ыкан в участках пониженного регионального метаморфизма (биотит + хлорит), так и в пределах месторождения в условиях гранат-амфиболитовой фации. Их положение согласно направлению сланцеватости. В пределах

рудной зоны месторождения в результате метаморфизма гранат-амфиболитовой фации кварц подвергся интенсивной грануляции вплоть до образования участков, сложенных «сахаровидным» белым кварцем (Qz-1), в зальбандах жил присутствует новообразованный полевой шпат (альбит) и биотит. В экзоконтакте кварцевых жил развиты высокотемпературные метаморфические минералы – биотит, гранат, амфибол, цоизит и т.д. Среди рудных минералов установлены ильменит и рутил, сульфидная минерализация отсутствует.

Син- (Qz-2) и постметаморфические (Qz-3) жилы хлорит-мусковит-кварц-полевошпатового и собственно кварцевого составов также присутствуют как в пределах минерализованной зоны месторождения, так и за ее пределами. Мощность жил от нескольких миллиметров до десятков сантиметров. Синметаморфические кварцевые жилы (Qz-2) ориентированы согласно направлению золотоносной минерализации, более крупные постметаморфические жилы секут как вмещающие породы, так и золотоносную кварц-сульфидную минерализацию. Они отнесены нами к пострудным образованиям.

В контакте с пострудными жилами во вмещающей породе наблюдается слабое окварцевание, а также интенсивная мусковитизация и хлоритизация. В проанализированных пробах пострудных кварцевых жил, а также в песчаниках и углеродсодержащих филлитовидных сланцах, отобранных на их контакте, содержание золота не превышает 0.009 г/т (в среднем ~0.007 г/т, по 54 пробам).

Наиболее распространенными рудными минералами в пределах месторождения являются пирит и пирротин. В подчиненном количестве встречаются арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит, марказит и магнетит. Характерной особенностью рудной минерализации является приуроченность сульфидов к плоскостям расщепления и контакту филлитовидных сланцев «черной» пачки ( $au_2$ ) и песчаников «серой» пачки ( $au_3$ ).

Пирит на месторождении Ыкан является «сквозным» рудным минералом, кристаллизация которого происходила на всех стадиях формирования месторождения. В пределах рудной зоны макроскопически устанавливаются две морфологические разновидности пирита. Одна из них представлена аллотриоморфными порфириобластами, находящимися в тесном срастании с халькопиритом, галенитом и сфалеритом, а также мелкими овальными выделениями пирротина. Пирит этой разновидности, как правило, брекчирован. В тесном срастании с ним присутствуют выделения самородного золота, что позволяет отнести дан-

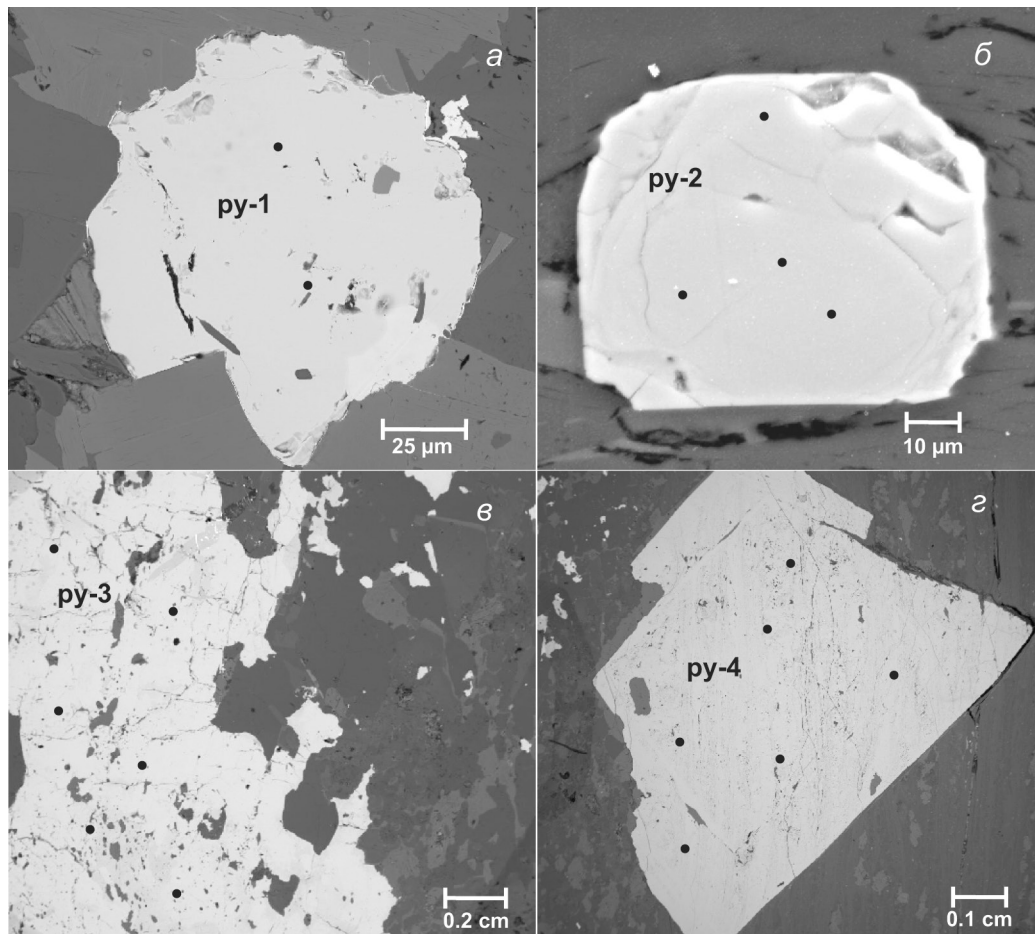
ную морфологическую разновидность к синрудным образованиям ( $py_{ore}$ ). В результате диагностического травления в зернах пирита обнаружена более ранняя его разновидность ( $py_{early}$ ). Она представлена двумя морфологическими типами: фрамбоидами и идиоморфными зернами (рис. 4, а, б). Позже оба морфологических типа ранней пиритовой минерализации были обнаружены во вмещающих породах без связи с рудным пиритом. Взаимоотношений между выделенными разновидностями  $py_{early}$  определить не удалось, однако при изучении месторождений Красный, Угакан и Голец Высочайший [2, 62, 63] было показано, что идиоморфный пирит является результатом катагенных преобразований толщи ( $py_{kat}/py-2$ ) и соответственно является более поздним относительно фрамбоидов пирита синседиментационной природы ( $py_{sd}/py-1$ ). Ненарушенная морфология зерен ранних пиритов (рис. 4) как во вмещающей породе, так и законсервированных в более поздних агрегатах пирита-3, дают основание считать их геохимическую специализацию приобретенной на стадии седиментации.

Крайне малое количество зерен раннего пирита ( $py-1$  и  $py-2$ ) относительно других вышеперечисленных месторождений, по всей вероятности, связано с высокой степенью метаморфических преобразований, в результате которых первичная сульфидная минерализация была значительно разрушена либо замещена более поздними минералами.

Оба морфологических типа ранних пиритов на месторождении Ыкан характеризуются повышенным содержанием золота, достигающим 0.19 мас. % (табл. 1). Кроме золота в ранней разновидности пирита установлена примесь Cu, Co, Ni, Cr, As.

Размеры кристаллов синрудных пиритов ( $py_{ore}/py-3$ ) в сульфидных агрегатах не превышают первых миллиметров (рис. 4, в). При этом сульфидные агрегаты достигают сантиметровых размеров. Синрудная разновидность пирита характеризуется повышенным содержанием мышьяка ( $as$ )  $py-3$  до 8.7 мас. %. Содержание Cu, Co, Ni и Cr оказались значительно ниже, чем в ранних пиритах (табл. 1). По границе синрудных агрегатов пирита часто развиваются оторочки пирротина.

Кроме синрудного пирита повсеместно встречается более поздняя разновидность пирита ( $py_{post\ ore}/py-4$ ) (рис. 4, г), которая часто развивается по пирротиновым прожилками. Данный морфотип представляет собой крупные идиоморфные кристаллы кубической формы. Края кристаллов ровные, включений других сульфидов не установлено, связь с золотом отсутствует. Кристаллы достигают значительных размеров (до 1.0 см), зачастую превышая мощность пирит-пирротиновых прожилков, по которым они раз-



**Рис. 4.** Ранние морфологические разновидности пирита.

*a* – фрамбоидальный пирит-1; *б* – идиоморфный пирит-2; *в* – метаморфогенный пирит-3; *г* – пострудный идиоморфный пирит-4.

виваются. Данная разновидность пирита полностью лишена примесных элементов (табл. 1).

Пирротин встречается в виде двух разновидностей. Первая из них встречается в виде мелких овальных включений пирротина (po-1) в аллотриоморфных агрегатах пирита и пирротина-2 (рис. 5, б). В данной разновидности пирротина не было установлено в значимых количествах каких-либо примесей, а химический состав минерала соответствует стехиометрическому. Размеры выделений po-1 не превышают 100 мкм. Морфология кристаллов po-1 одинаковая с ранним пиритом (py-1), что свидетельствует о замещении раннего пирита (рис. 5, б, в). Вторая разновидность пирротина (po-2) формирует прожилковидные или линзовидные агрегаты (рис. 5, а). Этот морфологический тип обогащен серой, содержание которой достигает 51 % (табл. 1). Примесей рассеянных элементов не обнаружено. По трещинам в po-2 развиваются сульфидные агрегаты, образованные пи-

ритом-3, галенитом, сфалеритом. Пирротин-2 интенсивно корродирован, по его периферии в виде каемок и по трещинам в агрегате развиваются скелетные агрегаты магнетита, титаномагнетита, а также нерудные минералы (рис. 6). Важной особенностью месторождения БКан является большее количество зерен самородного золота в агрегатах с поздним пирротинном, относительно прочих месторождений «сухоложского» типа (Сухой Лог, Голец Высочайший, Красный, Угахан).

Арсенопирит (ару) встречается в виде двух морфологических разновидностей (ару-1 и ару-2). Арсенопирит-1 установлен в сростках с po-2, а также в виде мелких вытянутых включений в py-3. Визуально выявляется только в пределах золоторудной зоны, где образует вкрапленность крупных (до 5–8 мм) кристаллов, ориентированных по сланцеватости. При этом пластинки мусковита в ассоциации с арсенопиритом не меняют своего первоначального направления, что свидетельствует об их синхронном развитии.



Таблица 1. Состав макрокомпонентов и примесных элементов в сульфидных месторождениях Бюкан по данным LA-ICP-MS.

минерал	Fe (%)	S (%)	Cu (ppm)	Co (ppm)	Ni (ppm)	Cr (ppm)	Zn (ppm)	As (10 <sup>-2</sup> %)	Au (мас. %)
py-1 (N = 5)	<u>44.1</u> 41.1–47.4	<u>53.4</u> 48.6–57.3	<u>7.6</u> н.о. – 21.4	<u>4.2</u> 0.7–7.3	<u>216</u> 64–270	<u>3.59</u> 0.7–7.9	<u>1.1</u> н.о. – 1.6	<u>16.4</u> 9.8–21.3	<u>0.16</u> 0.07–0.19
py-2 (N = 3)	<u>45.1</u> 42.4–46.7	<u>54.2</u> 51.3–56.9	<u>11.4</u> н.о. – 76.3	<u>4.7</u> 0.7–9.9	<u>192</u> 93–331	<u>1.63</u> 0.7–2.6	<u>1.2</u> н.о. – 1.9	<u>15.2</u> 6.9–20.1	<u>0.18</u> 0.09–0.23
po-I (N = 14)	<u>60.0</u> 57.9–62.1	<u>40.4</u> 37.5–42.7	–	–	<u>14</u> 7–26	–	–	–	–
po-II (high S) (N = 3)	<u>50.2</u> 49.4–51.1	<u>49.3</u> 48.6–51.2	–	–	–	–	–	<u>2.1</u> 0.0–4.2	–
ary (%) (N = 14)	<u>34.2</u> 30.1–38.4	<u>19.4</u> 17.3–22.1	–	<u>0.19</u> н.о. – 0.4	–	–	–	<u>4620</u> 4176–4984	–
сер (%) (N = 17)	<u>29.9</u> 26.3–32.7	<u>35.6</u> 29.8–38.2	<u>349</u> 313–380	–	–	–	–	–	–
(as)py-ore (N = 3)	<u>41.3</u> 41.1–41.5	<u>53.7</u> 50.2–57.3	<u>0.02</u> н.о. – 0.05	–	–	<u>0.03</u> н.о. – 0.1	–	<u>482</u> 143–876	–
py-ore (N = 17)	<u>46.9</u> 42.8–49.0	<u>53.51</u> 50.7–56.4	–	<u>0.24</u> н.о. – 0.6	<u>62</u> 07–98	<u>0.24</u> н.о. – 0.56	–	<u>20.1</u> 11.2–23.3	–
mrc (N = 15)	<u>47.1</u> 43.0–50.4	<u>53.34</u> 49.2–56.8	–	–	–	–	–	<u>12.7</u> 4.1–18.4	–
py-post ore (N = 12)	<u>45.1</u> 43.9–47.4	<u>54.7</u> 51.8–56.1	–	–	–	–	–	–	–

Примечание. «←» – ниже предела обнаружения, N – количество определений; Числитель – усредненное значение содержания, знаменатель – минимальное и максимальное значения содержания; py-1 – фрамбоидальный пирит; py-2 – идиоморфный пирит; po-1 – овалыные включения пирротина, po-2 – аллотриоморфные агрегаты пирротина; ary – арсенопирит; сер – халькопирит; (as)py-ore – мышьяковистый пирит рудной ассоциации; py-ore – пирит рудной ассоциации; mrc – марказит; py post ore – пирит пострудной стадии.

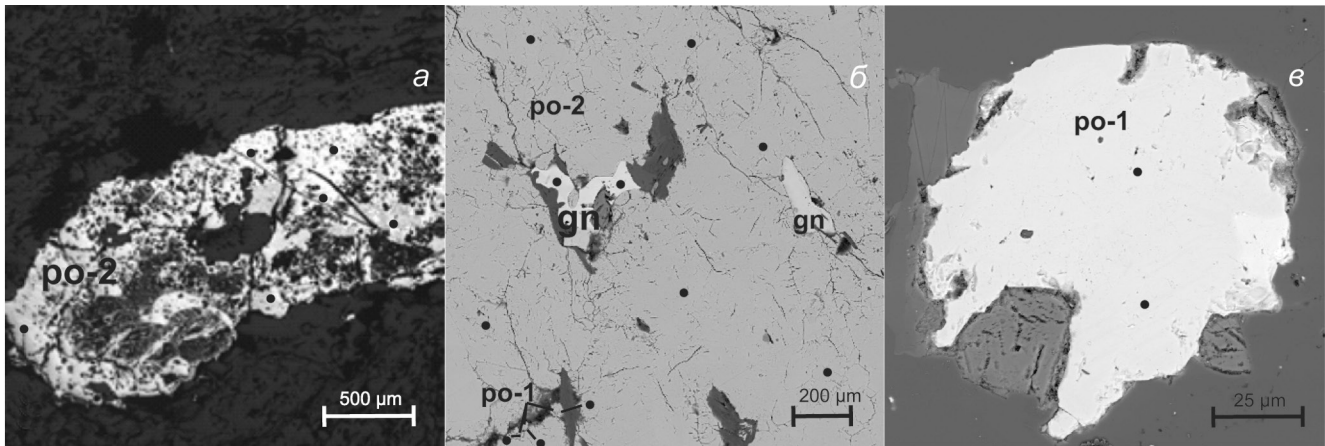


Рис. 5. Морфологические разновидности пирротина.

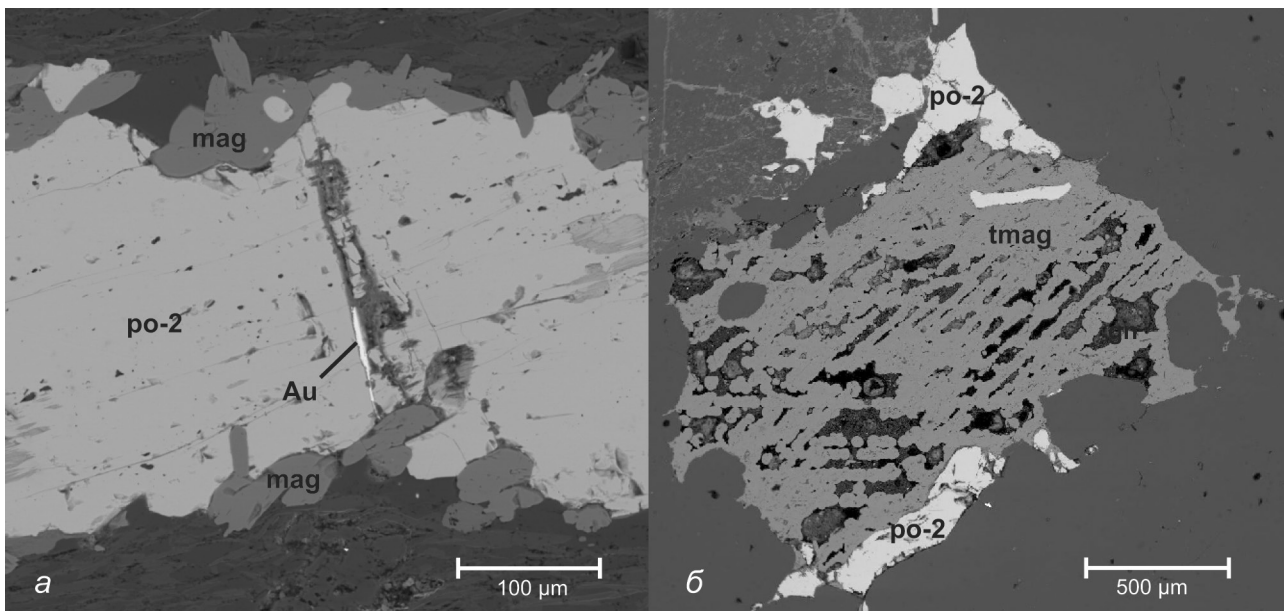


Рис. 6. Пирротин-2 в ассоциации с самородным золотом (а) и титаномагнетитом (tmag) (б).

Арсенопирит-2 встречается в незначительном количестве в виде мелких единичных кристаллов игольчатой формы, в ассоциации с ру-3, галенитом, сфалеритом. Ввиду того, что обе разновидности ару-1 и ару-2 ассоциируют с ро-2 и ру-3, можно предположить их синхронное образование.

Халькопирит (ср) установлен в виде двух морфологических разновидностей. Разновидность халькопирита-1 (ср-1) является преобладающей. Устанавливается в ассоциации с поздней разновидностью пирротина, развиваясь с ним в единых агрегатах, и тесно ассоциирует с ару-1. Халькопирит-2 (ср-2) встречается в незначительных количествах. Чаще всего отмечается в виде изометричных, угло-

ватых выделений в ро-2, либо по его по периферии, что предполагает их синхронное образование. Кроме того, ср-2 отмечен в ассоциации с ру-3, галенитом и сфалеритом.

Галенит и сфалерит (gn и Sph) устанавливаются в незначительных количествах в сростании с другими сульфидными минералами, образуя агрегаты. Галенит и сфалерит развиваются по трещинам в ро-2 и ру-3 (рис. 5, б). По распространенности они имеют резко подчиненное значение в пределах месторождения.

Магнетит (mgn) встречается либо в виде оторочки синрудных сульфидных агрегатов и пирротина-2 (рис. 6, а), либо в виде самостоятельных выделений скелетных или массивных минеральных форм, за-

мещающих первичные минералы. Вторая разновидность магнетита предполагает его формирование на стадии диафорических преобразований. Первичную природу минерала, по которому развит магнетит, идентифицировать не удалось. Совместно с магнетитом в незначительном количестве присутствует титаномагнетит (рис. 5, б).

Кроме вышеперечисленных минералов, в крайне незначительном количестве был установлен марказит (mrc), представленный в виде колломорфно-зональных выделений, развивающихся по пирротину-2 и пириту-3.

Золото встречается в виде самостоятельных выделений в породе, в ассоциации с пирротинном-2, магнетитом, пиритом-3, арсенопиритом, в меньшей степени с халькопиритом. Установлены мелкие вытянутые выделения пирротина с тонким округлым включением самородного золота. Форма золотинок весьма разнообразна, чаще компактная и комковатая. Размер единичных золотинок достигает  $0.25 \times 3.5$  мм. Цвет золота в основном ярко-желтый. Золото высокопробное достигая 957–991 ‰ (табл. 2).

#### Изотопно-геохимические данные

Изотопный состав S ( $\delta^{34}\text{S}$ ) в сульфидах изучался по 6 образцам (105 измерений), отобранным из разных участков в пределах месторождения (карьер и керн скважин в рудной зоне месторождения). Измерения проводились во всех морфологических разновидностях пирита и пирротина (табл. 3). Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  меняется: от -4.3 в ранних пиритах (Py-1 и Py-2) и -4.6‰ в раннем пирротине (Po-1) → с незначительным утяжелением в высокосернистом Po-2 ( $\delta^{34}\text{S} = -3.5$  ‰) и Py-3 ( $\delta^{34}\text{S} = -2.9$  ‰) и с значительным облегчением значений в Py-4 ( $\delta^{34}\text{S} = -7.9$  ‰). Разброс значений  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите из безрудных отложений аунакитской свиты превышает 6‰ (-7.9 – -1.2 ‰) [45, 73]. Как видно, полученные локальным методом значения  $\delta^{34}\text{S}$  для пирита и пирротина месторождения Ыкан находятся в пределах указанного диапазона.

Изотопный состав Pb определен в 11 образцах, представленных мономинеральными фракциями сульфидов (табл. 4). Большинство (10 проб) сульфидов были отобраны из образцов, содержащих раннюю прожилково-вкрапленную минерализацию. Они представлены пиритом-3 и пирротинном-2. Один образец (пирротин) характеризовал позднюю сульфидную минерализацию в кварцевых жилах. В целом сульфиды обладают более низкими содержаниями U (0.05–0.27 мкг/г) и Th (0.2–0.7 мкг/г) по сравнению с содержаниями в них Pb (1.8–530 мкг/г). Как следствие, пробы характеризуются

Таблица 2. Состав самородного золота месторождения Ыкан (вес. %).

Проба	Ag	Au	Total
Ык-5/1	2.5	97.5	100.00
Ык-12	4.3	95.7	100.00
Ык-73	1.3	98.7	100.00
Ык-75/1	3.6	96.4	100.00
Ык-75/2	0.9	99.1	100.00
Ык-84	1.6	98.4	100.00

ся низкими или умеренными значениями отношений  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  (0.01–4.1) и  $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$  (0.05–9.0). Измеренные значения изотопных отношений Pb были скорректированы на возраст 344 млн лет, отвечающий [51] позднепалеозойскому этапу гидротермальной переработки руд на месторождении Ыкан. Скорректированные на этот возраст значения  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  для сульфидов из ранней прожилково-вкрапленной минерализации изменяются в пределах: от 17.981 до 18.175, от 15.577 до 15.604 и от 37.98 до 38.43, соответственно. Существенно более радиогенный изотопный состав Pb показывает пирротин из пострудных кварцевых жил:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.708$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.683$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.608$ .

#### Результаты изучения флюидных включений

Для определения P-T условий формирования месторождения был изучен кварц трех выделенных генераций. Кварц белый гранулированный (Qz-1), установленный в безрудных жилах, характеризуется низкой флюидонасыщенностью. В Qz-1 присутствуют мелкие (около 30 мкм) флюидные включения, представляющие собой группы расшнурованных включений с переходом от преимущественно водных до газовых по составу (рис. 7, а). Гомогенизация включений в Qz-1 происходит в интервале температур от 220 до 540 °C. Значительный разброс температур может быть связан с «расшнуровкой» включений и перераспределением газовой и водной фаз в результате поздних наложенных процессов.

В пределах рудной зоны установлен кварц-2 (Qz-2), ассоциирующий с сульфидной минерализацией. Он сечет ранние кварцевые жилы Qz-1. Кварц Qz-2 белого цвета гранулированный, с низкой флюидонасыщенностью. Флюидные включения отмечаются редко. Как правило, это включения с максимальным размером до 50 мкм, с признаками «расшнуровки» и перераспределением газовой и жидкой фаз (рис. 7, б). Гомогенизация флюидных включений происходила в интервале температур 220–360 °C. При изучении га-

Таблица 3. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  (‰) в сульфидных минералах месторождения Ыкан.

Проба	Py-(early)		po-1	po-2	py-3	py-4	S <sub>tot</sub>
	py-1	py-2					
ЫК-75	-4.6 (4)		$\frac{-5.0 - -4.5}{-4.8 (18)}$	$\frac{-3.9 - -3.4}{-3.5 (4)}$	$\frac{-3.5 - -2.5}{-3.0 (14)}$	–	
ЫК-74	-4.4 (3)	-4.3 (2)	$\frac{-4.9 - -4.3}{-4.6 (5)}$		$\frac{-3.0 - -2.2}{-2.7 (3)}$	$\frac{-7.9 - -6.9}{-7.3 (4)}$	
ЫК-74/1	–	–		$\frac{-4.0 - -3.6}{-3.8 (4)}$	$\frac{-3.6 - -2.7}{-3.1 (11)}$		
ЫК-66	–		$\frac{-5.0 - -4.6}{-4.8 (3)}$	–	$\frac{-3.4 - -2.9}{-3.3 (4)}$	$\frac{-7.5 - -6.6}{-7.2 (10)}$	
ЫК-38		-4.8 (3)	$\frac{-5.1 - -4.7}{-4.9 (9)}$			$\frac{-7.7 - -7.1}{-7.4 (10)}$	
ЫК-24				$\frac{-3.8 - -3.4}{-3.6 (6)}$	$\frac{-3.2 - -2.4}{-2.7 (2)}$		
Красный	$\frac{-4.8 - -4.1}{-4.3 (9)}$						
В.П. (au <sub>1-3</sub> )							$\frac{-7.8 - -1.2}{-}$

Примечание. В скобках количество определений; в числителе разброс значений, в знаменателе среднее значение. В.П. (au<sub>1-3</sub>) – вмещающие породы аунакитской свиты отобранные за пределами рудной зоны месторождения Угахан. S<sub>tot</sub> – общая сера, определенная валовым методом [45, 73]

Таблица 4. Результаты изучения изотопного состава Pb, а также содержаний микропримесей U, Th и Pb в сульфидах золоторудной минерализации месторождения Ыкан.

№	Номер образца	Минерал	U, мкг/г	Th, мкг/г	Pb, мкг/г	<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	Модельные параметры по [71]		
									μ <sub>2</sub>	ω <sub>2</sub>	Tm
<i>Ранняя прожилково-вкрапленная минерализация</i>											
1	ЫК-42	пирит	0.11	0.40	44	18.0535	15.5812	37.9955	9.69	37.32	398
2		пирротин	0.13	0.19	3.2	18.1394	15.5855	38.1190	9.69	38.01	428
3	ЫК-45	пирит	0.17	0.49	6.7	18.1330	15.5882	38.0920	9.70	37.52	404
4	ЫК-47	То же	0.22	0.21	4.6	18.1471	15.5862	38.0318	9.69	37.73	439
5		пирротин	0.19	0.38	37	18.0823	15.5843	38.0036	9.69	37.27	389
6	ЫК-48	пирит	0.27	0.58	4.2	18.3727	15.6013	38.1634	9.70	36.83	337
7	ЫК-49	То же	0.21	0.68	150	18.1005	15.5844	38.0351	9.69	37.24	367
8	ЫК-50	пирротин	0.17	0.70	154	18.1631	15.6038	38.1755	9.76	37.92	358
9		пирит	0.08	0.41	529	18.1758	15.5887	38.4352	9.69	38.91	316
10	ЫК-54	пирротин	0.05	0.21	1.8	18.4164	15.6143	38.4558	9.69	37.32	398
<i>Поздняя жильная минерализация</i>											
11	Ыкан-8/18	пирит	0.84	0.35	15.6	18.8932	15.6927	38.6331	9.97	37.80	115

Примечание. В таблице приведены измеренные значения изотопных отношений Pb. Величины модельных параметров μ<sub>2</sub> = (<sup>238</sup>U/<sup>204</sup>Pb), ω<sub>2</sub> = (<sup>232</sup>Th/<sup>204</sup>Pb) и Tm (Pb-Pb модельный возраст) рассчитаны для отношений Pb, скорректированных на возраст рудной минерализации 344 млн лет [51].

зовой составляющей флюидных включений методом рамановской спектроскопии выявлено значительное преобладание CO<sub>2</sub> – 62 мол. %, над N<sub>2</sub> и CH<sub>4</sub>, присутствующих в подчиненном количестве (до 12 мол. % и 5 мол. %, соответственно) (табл. 5).

Кварц-3 (Qz-3) установлен в пострудных кварцевых и мусковит-кварц-полевошпатовых жилах. Кварц белый, массивный, характеризуется высокой флюидо-

насыщенностью. Установлены крупные до 100 мкм первичные флюидные включения газово-жидкого состава (рис. 7, в). Газовая фаза преобладает. Температура гомогенизации достигает 440 °С. По данным рамановской спектроскопии газовая фаза характеризуется существенным увеличением доли H<sub>2</sub>S до 47 мол. %, N<sub>2</sub> до 47 мол. % и CH<sub>4</sub> до 63 мол. % при резком снижении доли CO<sub>2</sub>.

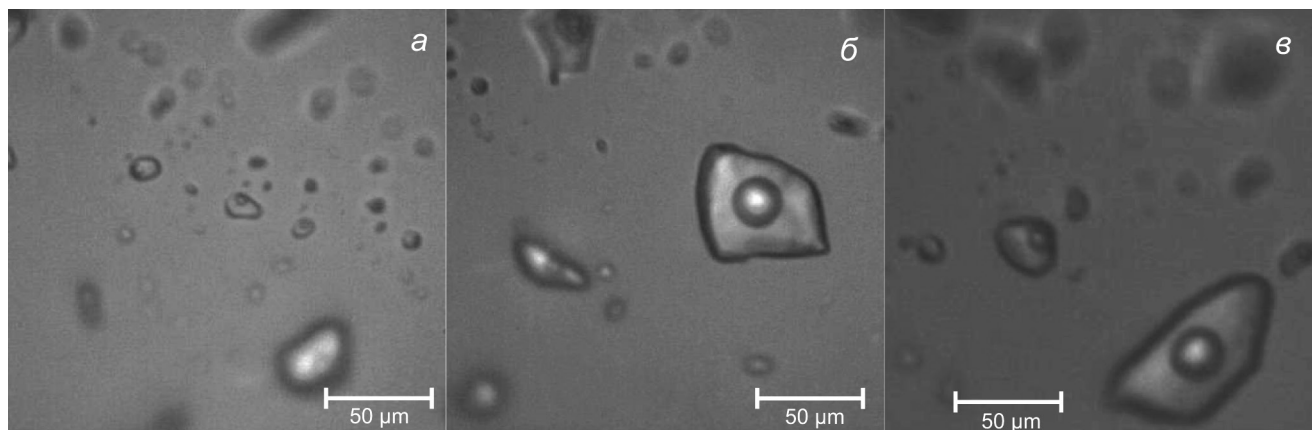


Рис. 7. Флюидные включения в кварце разных генераций.

*a* – группа расшнурованных включений в Q-1; *б* – включения в Q-2; *в* – крупные включения в Q-3.

Таблица 5. Расчётный состав флюидных включений по результатам изучения методом рамановской спектроскопии.

Состав газовой фазы	Флюидные включения-Qz-2 (N = 26)	Флюидные включения-Qz-3 (N = 39)
	мол. %	
CO <sub>2</sub>	$\frac{62.1}{48.3-92.6}$	$\frac{5.4}{0.0-28.3}$
N <sub>2</sub>	$\frac{8.2}{5.8-12.4}$	$\frac{28.3}{13.7-47.2}$
CH <sub>4</sub>	$\frac{9.5}{4.3-14.9}$	$\frac{48.6}{20.0-63.9}$
H <sub>2</sub> S	$\frac{3.3}{1.8-5.5}$	$\frac{34.2}{21.3-47.9}$

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты минералогических, геохимических и изотопно-геохимических исследований золоторудной минерализации месторождения Ыкан позволяют более полно ее охарактеризовать, выделив отличительные особенности на основе сравнения с другими объектами Бодайбинского района, расположенными в пределах зон развития фации зеленых сланцев. В качестве объекта сравнения было выбрано изученное нами ранее месторождение Красный [74]. Структурно оно так же приурочено к антиклинальной складке 3-его порядка и стратиграфически локализовано на контакте верхней черносланцевой пачки (au<sub>2</sub><sup>2</sup>) и серых песчаников (au<sub>3</sub>) аунакитской свиты. Географически оно расположено в пределах Бодайбинского рудного района в 30 км южнее месторождения Ыкан. Вмещающие рудную минерализацию породы на месторождении Красный преобра-

зованы в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

#### Сравнение рудовмещающих пород

По своим петрографо-минералогическим особенностям руд, а также по типу проявленных во вмещающих породах гидротермально-метасоматических изменений исследуемые месторождения весьма сходны между собой. В первую очередь для них проявлена полистадийность рудообразования. На месторождении Ыкан на пике метаморфических преобразований новообразованная минеральная ассоциация сложена гранатом, биотитом, цоизитом, пирротинном. Регрессивная стадия сопровождается замещением высокотемпературного граната мусковит-хлоритовой ассоциацией. Кроме того, отмечается формирование железо-магнезиальных карбонатов в ассоциации с сульфидной и кварц-сульфидной минерализацией.

На месторождении Ыкан, так же, как и на месторождении Красный, отмечается присутствие кварцевых жил как минимум трех генераций. За пределами рудного поля в пределах зеленосланцевой изограды метаморфизма отмечаются дорудные кварцевые жилы [20] (P-T-параметры не определялись), генетически связанные с линейным складкообразованием. Согласно [29], этап пластических деформаций осадочных толщ региона приходился на период орогенеза, который сопровождался накоплением толщи молассоидных отложений анангской свиты. Кварц первой генерации (Qz-1), отмеченный в пределах месторождения, был сформирован на пике регионально-го метаморфизма (Т до 500 °С) (рис. 8). Данная стадия развития месторождения согласуется с предрудной стадией месторождения Красный. Тем не менее, температура образования жильного кварца на этой

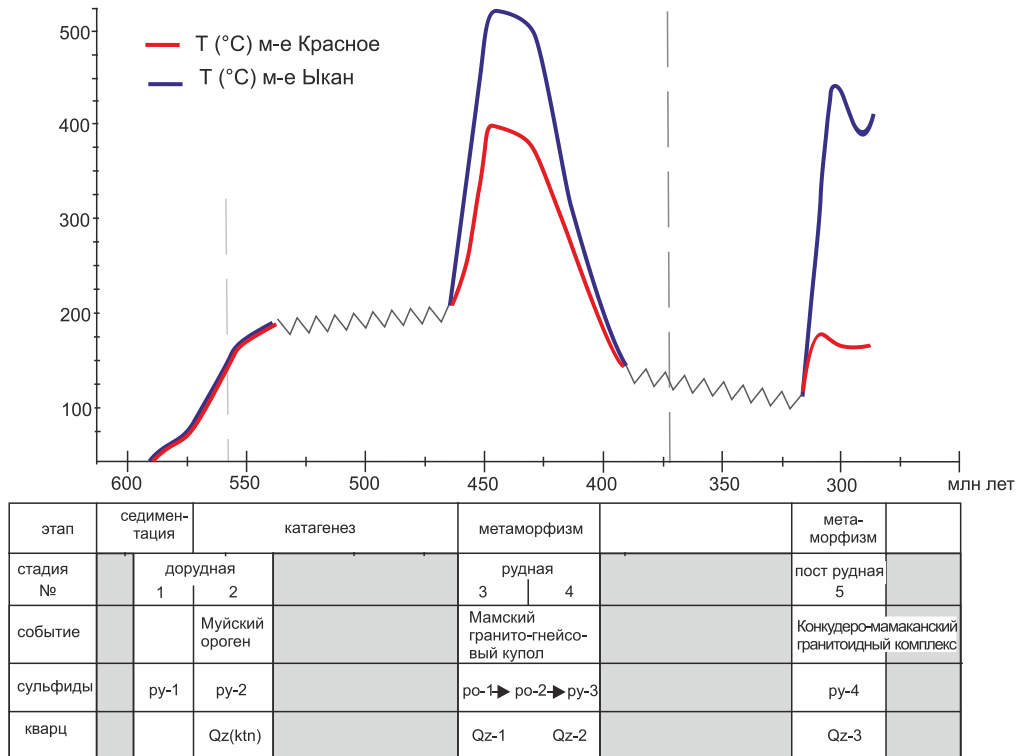


Рис. 8. Сравнение Т-параметров флюидных включений месторождений Ыкан и Красное по данным работы [73].

стадии на месторождении Ыкан значительно выше. Кварц-сульфидные жилы и прожилки (Qz-2) на месторождении Ыкан формировались совместно с карбонатом и хлоритом. Согласно полученным нами данным, кварцевые жилы Qz-2, сопровождающие золотопродуктивную стадию, сформировались при схожих температурах, что и продуктивная минерализация на месторождении Красный (Т от 280 до 360 °С). Наиболее поздний кварц (Qz-3) на месторождении Ыкан отлагался в виде крупных жильных тел хлорит-мусковит-кварц-полевошпатового и кварц-карбонатного составов, являющихся секущими по отношению к ранней продуктивной прожилково-вкрапленной минерализации. Несмотря на то, что морфологические черты и минеральный состав пострудных кварцевых жил на месторождении Ыкан согласуются с аналогичными жильными образованиями месторождения Красный, они образовывались при значительно более высоких температурных параметрах, достигающих 440 °С. Это почти на 300°С превышает соответствующие значения температуры пострудной стадии месторождения Красный (рис. 8). Факт столь высоких значений температуры формирования кварцевых жил Qz-1 и Qz-3 на месторождении Ыкан можно объяснить их близостью к выходам мамского гранитоидного массива (для Qz-1) и конкудеро-мамаканского комплекса гранитоидов (для Qz-3).

Несмотря на значительную разницу РТ-условий формирования месторождения Ыкан относительно объектов «сухоложского» типа [8, 47, 73, 78], отмечается схожая последовательность формирования рудной минерализации месторождений (рис. 9), одинаковый набор примесных элементов в сульфидах прожилково-вкрапленных руд (прежде всего, пирита) (рис. 10), а также однотипные закономерности в вариациях изотопного состава серы в рудных минералах (рис. 11). По результатам исследований было выделено пять основных стадий формирования минеральных ассоциаций на месторождении Ыкан (рис. 9):

**Стадия I.** Ранняя низкотемпературная стадия формирования месторождения происходила на этапе осадконакопления и диагенетического преобразования осадочной толщи. Согласно [69], возраст отложенной аунакитской свиты ~590–570 млн лет, соответственно данный возрастной интервал может быть принят как время формирования фрамбоидов пирита-1, обогащенного золотом и рядом примесных элементов (например, As, Pb, Zn, Co, Ni, Cr) (рис. 10). Согласно представлениям [14, 58], формирование таких фрамбоидов, вероятнее всего, связано с осаждением из коллоидных растворов на раннем этапе диагенетического преобразования осадочных отложений.

этап	дорудный		рудный		посрудный	
	стадии возраст (млн лет)	I (635)	II (555)	III (450–420)		IV (450–420)
РТ-условия		(T < 200°C) (P = 1–2kbars)	(T > 500°C)	(T = 200–320°C)		(T – до 440°C) (P = 0.6 kbars)
минералы / процесс	диагенез	катагенез	прогрессивный метаморфизм	регрессивный метаморфизм	метаморфизм	
<b>Кальцит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Доломит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Сидерит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Анкерит-2</b>	—	—	—	—	—	
<b>Кварц</b>	—	—	—	—	—	
метаморфический дорудный (Qz-1)	—	—	—	—	—	
метаморфический синрудный (Qz-2)	—	—	—	—	—	
метаморфический пострудный (Qz-3)	—	—	—	—	—	
<b>Гранат</b>	—	—	—	—	—	
<b>Бiotит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Мусковит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Серицит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Хлорит</b>	—	—	—	—	—	
Хлорит терригенный	—	—	—	—	—	
Хлорит метаморфический-1	—	—	—	—	—	
Хлорит метаморфический-2	—	—	—	—	—	
<b>Пирит</b>	—	—	—	—	—	
пирит-1	—	—	—	—	—	
пирит-2	—	—	—	—	—	
пирит-3	—	—	—	—	—	
пирит-4	—	—	—	—	—	
<b>Магнетит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Титаномагнетит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Марказит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Пирротин</b>	—	—	—	—	—	
пирротин-1	—	—	—	—	—	
пирротин-2	—	—	—	—	—	
<b>Халькопирит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Арсенопирит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Сфалерит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Галенит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Пентландит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Теннантит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Тетраэдрит</b>	—	—	—	—	—	
<b>Золото</b>	—	—	—	—	—	

**Рис. 9.** Схема последовательности формирования рудной минерализации на месторождении Ыкан (черный) в сопоставлении с месторождением Красный (красный).

**Стадия II.** К следующей дорудной стадии мы относим низкотемпературные (не выше катагенеза) региональные преобразования вмещающих пород, в результате которых происходила дегидратация осадков и миграция флюида в зоны пониженных давлений, т.е. в сводовые части пологих антиклинальных структур. Здесь же происходит формирование мелкозернистых кубической формы кристаллов пирита-2, содержащих микроразмерное золото и наследующих

повышенные концентрации элементов, характерных для пирита-1 (Pb, Zn, Co, Ni, Cr, As, Au) (рис. 10). Результаты экспериментов [61, 66] подтверждают, что идиоморфные кубические кристаллы пирита образуются путем равномерного роста поверхности при относительно низкой температуре и спокойном флюидном режиме. Начальная температура кристаллизации кубического пирита может составлять ~100 °C [31]. Таким образом, можно констатировать, что появление

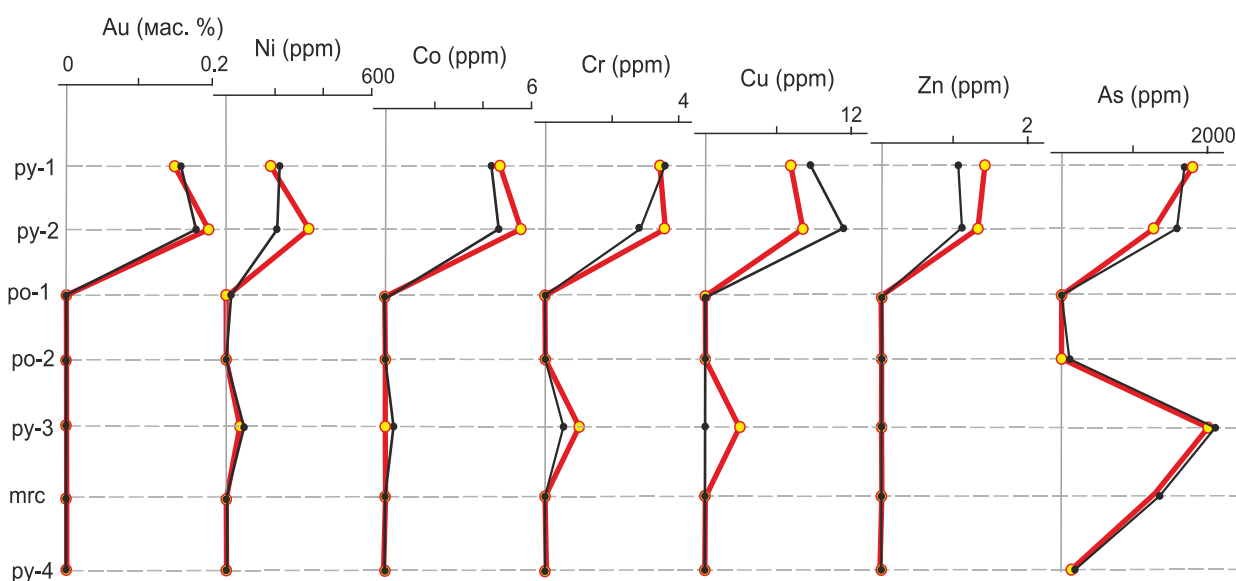


Рис. 10. Сопоставление состава генераций пирита и марказита месторождений Ыкан (черный) и Красный (красный).

пирита-2 фиксирует региональные изменения осадков дальнетайгинского-жуинского стратоуровней, отвечающих стадии метагенеза ( $P \sim 1$  кбар,  $T - 90-110$  °С). Повышение P-T-условий в обозначенных толщах могло происходить за счет увеличения литостатического давления в результате накопления вышележащих молассоидных толщ анангской свиты [26, 36]. Согласно работам [11, 46, 65], данное событие на территории Бодайбинского региона происходило начиная с 570 млн лет (пик  $\sim 555$  млн лет назад).

Важной особенностью ранних генераций пирита (-1, -2) месторождения Ыкан является наличие микронного золота до 0.19 мас.% на поверхности. Аналогичные генерации пирита (-1, -2) были установлены на золоторудных объектах СГТ Бодайбинского района (рис. 9) [32, 38, 64, 73]. Золото вместе с сопутствующими элементами в них было установлено на поверхности в виде нанофаз без образования собственной минеральной формы [37, 39]. Метаморфический этап развития территории приходится на поздний силур–ордовик [18, 51] и связан с коллизионно-аккреционными процессами в южной периферии Сибирского кратона, приведшими к формированию гранитов S-типа мамского комплекса. Согласно [21, 29], метаморфический этап включает в себя: прогрессивную и регрессивную (диафторез) стадии.

**Стадия III.** Раннерудная стадия развития месторождения соответствует этапу прогрессивного метаморфизма и, соответственно, протекает в условиях резкого повышения давления и температуры. Экспериментальные данные показывают, что при

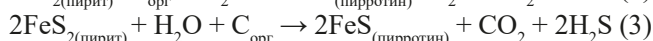
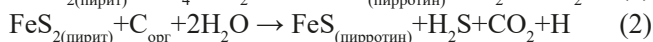
метаморфизме, превышающем субфацию серицита, рудообразующие элементы (Zn, Cu, Au и др.) совместно с кремнеземом могут мигрировать в составе водно-солевых растворов и позднее переотлагаться в благоприятных обстановках [13]. В результате преобразования в условиях гранат-амфиболитовой фации метаморфизма в пределах месторождения Ыкан происходит перекристаллизации раннего опаловидного кварца до более гранулированного сахаровидного (Qz-1). Метаморфический характер преобразований раннего кварца, кроме высоких температур ( $> 500$  °С), зафиксированных во флюидных включениях Qz-1, дополнительно подтверждается нахождением в экзоконтакте данной жильной генерации высокотемпературных метаморфических минералов – биотита, граната, амфибола, цоизита. Здесь же были установлены зерна пирротина-1, повторяющие морфологию пиритов-1 и -2, что указывает на процесс пирротинизации на прогрессивном этапе метаморфизма. Аналогичные формы пирротина были установлены ранее на месторождениях Сухой Лог, Красный, Угахан [3, 32, 64, 73]. Согласно работам [13, 57, 76], развитие пирротина возможно начиная с температуры  $\sim 400$  °С в присутствии в породе органического вещества как в свободной форме ( $C_{\text{орг}}$ ), так и в составе катагенного флюида (метановые, нефтяные, парафиновые группы) с преобладанием  $CH_4$  и появлением метаморфогенной воды.

В результате температурного воздействия метаморфизма происходит замещение более раннего фрамбоидального (py-1) и идиоморфного (py-2) пирита, на поверхности которых находятся наночастицы



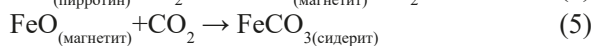
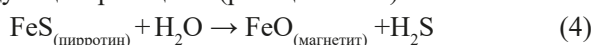
свободного золота и ряда сопутствующих элементов, пирротинном. Этот процесс замещения, согласно реакциям 1, 2 и 3 [10, 75], происходит при участии углерода вмещающих отложений с выделением сероводорода, уголекислоты и свободного радикала водорода.

Раннерудная стадия прогрессивного этапа метаморфизма:



В результате реакций (1, 2 и 3) ранний пирит трансформируется в пирротин, а частично высвобождающиеся  $\text{S}_{\text{сульф}}$  в виде сероводорода вместе с  $\text{CO}_2$  переходят в метаморфогенный флюид. При пирротинизации пирита последний теряет практически все примесные элементы, включая золото (табл. 1, рис. 10). Согласно экспериментальным данным [23], высвобождение серы и элементов примесей ведет к их перераспределению и обеспечивает последующую кристаллизацию наложенной полиметаллической ассоциации с золотом.

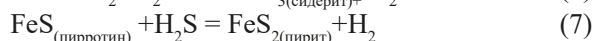
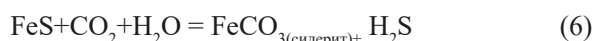
Последующая кристаллизация высокосернистого пирротина-2 и позднего пирита-3 происходила при снижении РТ-параметров во флюиде и присутствии в нем достаточного количества серосодержащей фазы. При этом пирротин-2, так же как и его более ранняя низкосернистая разновидность, не несет благородно- и полиметаллической нагрузки в виде наночастиц на своей поверхности (рис. 10). Такая же закономерность была отмечена на прочих месторождениях СГТ, расположенных внутри изограды зеленых сланцев. Отличительной чертой месторождения является появление значительного объема магнетита и титаномагнетита, корродирующих поверхность пирротина обеих генераций. При этом магнетит тесно ассоциирует с железомagneзиальными карбонатами и золотом. Формирование данной минеральной ассоциации в условиях амфиболитовой фации ( $>500^\circ\text{C}$ ) может проходить по следующим реакциям (реакции 4 и 5):



В ассоциации с пирротинном и магнетитом отмечается появление халькопирита и арсенопирита. По всей вероятности, на формирование высокотемпературного халькопирита и арсенопирита было израсходовано значительное количество перешедшей в раствор меди и мышьяка, что не позволило сформировать низкотемпературную ассоциацию с сульфосолями (тенантит, тетраэдрит), отсутствие которых на месторождении Ыкан является значительным отличием от месторождения Красный, сформированного при более низких температурах.

**Стадия IV.** На собственно рудной стадии, соответствующей регрессивному этапу метаморфизма, при снижении РТ-параметров в гидротермальной системе, с которой связан процесс диафореза [19, 20], происходит замещение высокотемпературной минеральной ассоциации (гранат+биотит) на средне-низкотемпературную (мусковит+хлорит). Процесс формирования синрудных кварц-сульфидных жил и прожилков (Qz-2) происходил в диапазоне температур от  $220$  до  $360^\circ\text{C}$ , что полностью соответствует температурным параметрам, ранее полученным для месторождения Красный (рис. 8). Здесь же происходило формирование пирита-3 ( $\text{Py}_{\text{орг}}$ ) совместно с халькопиритом-2, арсенопиритом-2 и самородным золотом. Характерной особенностью сульфидов рудной генерации является минимальное содержание на своей поверхности золота и примесных элементов (рис. 10). Не смотря на общее резкое снижение содержания элементов примесей в рудном пирите, необходимо отметить, что отношения  $\text{Co/Ni}$  в пирите-3 (от 0.05 до 0.09) также значительно снижается относительно ранних пиритов-1 и -2 (от 0.18 до 0.3). Такая тенденция, согласно представлению ряда специалистов [61, 65 и др.], характерна для пиритов, сформированных при участии гидротермального флюида.

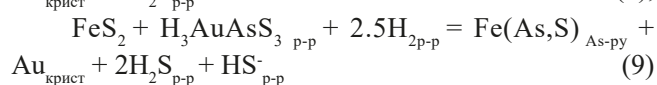
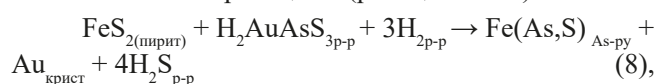
Развитие в рудной зоне мелких метакристаллов сидерита и анкерита по периферии сульфидных агрегатов подтверждает протекание рудного процесса в присутствии уголекислотной флюидной фазы (реакция 6, 7):



Транспортные свойства уголекислого флюида могли обеспечить образование как магнезиально-железистых карбонатов, так и рудных минералов, описанных для месторождения Сухой Лог [15, 33, 46, 52], включая самородное золото, которое, согласно [10, 26], могло отлагаться из существенно уголекислого флюида. Способность  $\text{CO}_2$ -содержащих флюидов переносить Au в виде сульфидных, тиоарсенидных или хлоридных комплексов была описана в работах [67, 76, 81]. При этом, согласно экспериментальным данным [63], содержание золота в уголекислотном флюиде может многократно превышать его содержание во вмещающих породах. Экспериментальные результаты хорошо согласуются с результатами прямых измерений содержания Au во флюидных включениях золоторудных месторождений различных генетических типов [56, 61, 69, 71, 74, 80].

Значимых содержаний примесных элементов на поверхности пирита-3, так же как в пирротине не обнаружено, за исключением As. Формирование

мышьяковистого пирита соответствует стадии возникновения собственной арсенопиритовой (asp-II) минеральной фазы. При этом максимальное количество самородного золота тяготеет к ассоциации  $asp+py-3+(as)py-3$ . Данное тяготение золота к мышьяку объясняется тем, что в сернисто-мышьяковистом, сульфоарсенидном гидротермальном растворе золото переносится в составе комплексных частиц – тиоарсенидов  $AuAsS_2^0$  и  $H_2AuAsS_3^0$  [10, 12]. Происхождение комплексной арсенопирит-пиритовой с золотом минерализации возможно по следующим топохимическим реакциям (реакции 8 и 9):



Реализация топохимических реакций (8 и 9), лимитируется двумя параметрами: 1) количество свободных Au, As, S и H в подвижной форме и 2) P-T параметрами прохождения реакции. Первое полностью зависит от протекания предшествующих реакций и количества углеводородов и метаморфической воды на старте метаморфических преобразований. Что же касается P-T параметров, то, согласно расчетам [10], максимально благоприятные условия для снижения растворимости золота в тиоарсенидах и соответственно отложение его в самородной форме находятся в рамках 280–200 °C. Как видно из приведенных в статье результатов изучения флюидных включений, температурные параметры формирования золото-арсенопирит-пиритовой минерализации месторождения Ыкан соответствуют предложенным температурным ограничениям.

**Стадия V.** Пострудная стадия представлена возникновением крупных кристаллов идиоморфного пирита-4 в кварц-карбонатной оторочке, что предполагает реактивацию гидротермального процесса, вызвавшего отложение оставшегося в подвижной фазе вещества. Необходимая сера для формирования позднего пирита-4 заимствована из флюида с большим количеством  $H_2S$ , оставшегося в системе по завершению кристаллизации рудной минеральной ассоциации с золотом (реакции 8 и 9).

Кроме формирования пострудного пирита-4, данная стадия характеризуется формированием безрудных кварц-карбонатных жил (Qz-3) с интенсивной мусковитизацией и хлоритизацией. При этом P-T-параметры пострудной стадии достигали 440 °C и 0.8 кбар, что повлияло на все предыдущие минеральные ассоциации. Это подтверждается и результатами Rb-Sr изучения, которые фиксируют нарушение

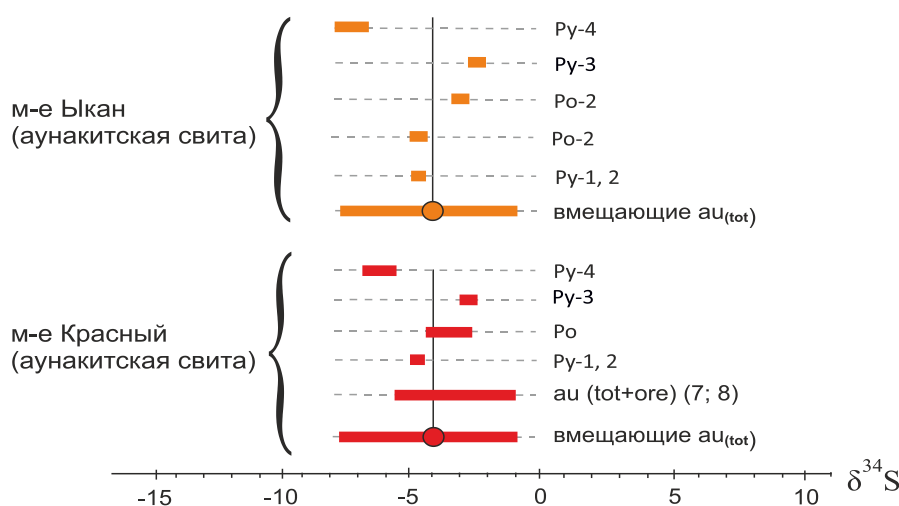
замкнутости Rb-Sr изотопной системы ранних прожилково-вкрапленных руд [51].

### Источники серы и свинца рудной минерализации месторождения Ыкан

Сульфиды прожилково-вкрапленной минерализации месторождения Ыкан проявляют высокую степень неоднородности изотопного состава серы. Масштаб вариаций  $\delta^{34}S$  в пиритах месторождения достигает ~5 ‰ (от -2.8 ‰ ( $Py_{ore}$ ) до -7.9 ‰ ( $Py_{post ore}$ )). По сравнению с сульфидами руд месторождения вариации значений  $\delta^{34}S$  в безрудных сланцах аунакитской свиты демонстрируют аналогичные вариации изотопного состава серы с незначительным увеличением в сторону его утяжеления (от -7.8 до -1.2 ‰). Несмотря на высокую степень метаморфических преобразований ранних руд месторождения Ыкан, вариации значений  $\delta^{34}S$  сульфидов данного месторождения демонстрируют полное совпадение с пиритом и пирротинном различных морфологических типов месторождения Красный (рис. 11). Все полученные значения  $\delta^{34}S$  месторождений Ыкан и Красный значительно отклоняются от тренда значений, характерных для сульфидов морских отложений осадочных бассейнов неоптерозойского возраста [49, 50, 60]. Однако они укладываются в рамки значений, ранее определенных для вмещающих отложений аунакитской свиты (рис. 11). Широкое перекрытие интервалов величин  $\delta^{34}S$  сульфидов руд месторождения Ыкан и безрудных пород аунакитской свиты не противоречат идее о заимствовании серы рудообразующим флюидом из вмещающих пород без участия дополнительного источника.

Гомогенизация и «облегчение» изотопного состава серы в рудах относительно вмещающих их пород ранее были отмечены для прочих месторождений Бодайбинского региона, относящихся к «сухоложскому» генетическому типу [3, 16, 17]. Такое поведение  $\delta^{34}S$  в сульфидах рудной зоны месторождения Сухой Лог Е.О. Дубинина с соавторами [16, 17] объясняют «флюидной миграцией серы» на предрудной и собственно рудной стадиях.

Установленная закономерность вариаций  $\delta^{34}S$  на месторождении Ыкан и Красный, выражается в последовательном «утяжелении»  $\delta^{34}S$  от ранних осадочно-дигенетических пиритов (py-1, -2) к более поздним (метаморфогенным) сульфидам (po, py-3) и резкое облегчение в пострудных пиритах-4 (рис. 11). Значения  $\delta^{34}S$  для каждой из генераций находятся в относительно узких интервалах, которые практически не перекрываются друг с другом. «Утяжеление» изотопного состава серы пирротина и пирита-3 относительно ранних пиритов-1 и -2 может быть следствием высокотемпературного процесса рудного этапа, который



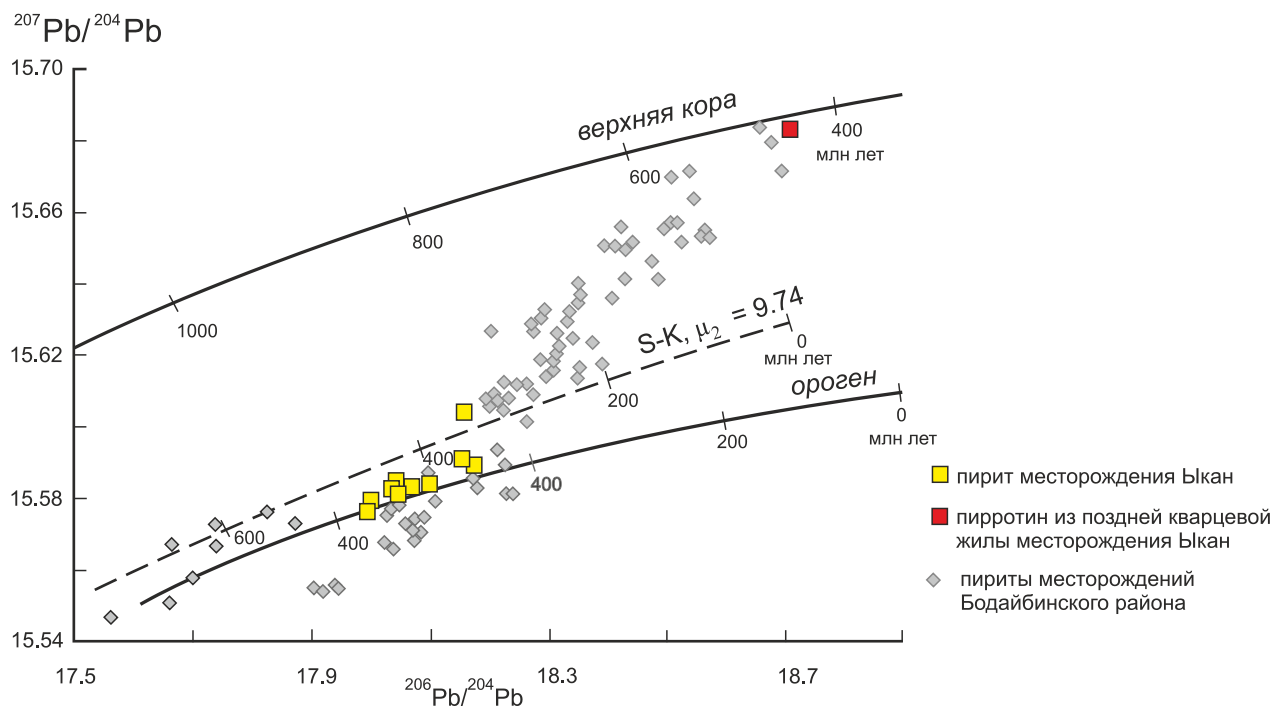
**Рис. 11.** Сопоставление вариаций  $\delta^{34}\text{S}$  в пирите из прожилково-вкрапленной минерализации месторождений Ыкан и Красное [74].

сопровождался реакцией пирротинизации пирита. При этом первичный диагенетический и катагенный пирит, согласно реакций 1; 2; 3 и 4, теряет часть изотопно «легкой» серы в комплексе  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{HS}^-$ .

Таким образом, максимальное количество изотопно «легкой» серы, находящейся во флюидной фазе в виде  $\text{H}_2\text{S}_{\text{p-p}}$  и  $\text{HS}^-_{\text{p-p}}$ , расходуется на формирование пострудной сульфидной минерализации, что, вероятно, являлось причиной резкого облегчения  $\delta^{34}\text{S}$  py-4 относительно py-3. Данное предположение подтверждается значительным увеличением во включениях пострудных кварц-карбонатных жил, доли  $\text{N}$ ,  $\text{CH}_4$  и особенно  $\text{H}_2\text{S}$ . Соответственно, механизм фракционирования изотопов серы в результате изменения физико-химических условий в течение эволюции рудообразующего процесса являлся дополнительным (наряду с первичной неоднородностью осадочной серы) фактором, определившим вариации изотопного состава серы на месторождениях СГТ [16, 17].

По изотопному составу Pb, масштабу его вариаций в рудах ( $v_{6/4} = 0.39\%$ ,  $v_{7/4} = 0.05\%$ ,  $v_{8/4} = 0.39$ ), а также по величинам модельных параметров  $\mu_2 = ({}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb} = 9.69\text{--}9.76)$ ,  $\omega_2 = ({}^{232}\text{Th}/{}^{204}\text{Pb} = 36.83\text{--}38.91)$ , рассчитанным согласно двустадийной модели Стейси-Краммера [59], месторождение Ыкан близко к другим золоторудным месторождениям «сухоложского» типа Бодайбинского района. Сопоставление полученных в настоящей статье Pb-Pb данных с результатами аналогичных Pb-Pb изотопных исследований других месторождений СГТ представлено на диаграмме в координатах  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ – ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ , на которой также приведены эволюционные кривые по модели Дое-Зартман для геохимических резервуаров «верхнекорового» и «орогенного» типов [79] и среднекоровая эволюционная кривая по модели Стейси-Краммера [71] (рис. 12).

Точки изотопного состава Pb сульфидов из ранних прожилково-вкрапленных руд месторождения Ыкан компактно лежат вдоль эволюционной кривой свинца «орогенного» типа. Только точка, отвечающая пирротину из поздней кварцевой жилы, расположена существенно выше и вблизи «верхнекоровой» эволюционной кривой. Однако все точки изученных сульфидов находятся в пределах тренда изотопного состава Pb месторождений «сухоложского» типа. Геохимические причины корреляционной зависимости в вариациях отношений  ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  и  ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$  для рудного Pb месторождений Бодайбинского района детально рассмотрены в работе [36]. Здесь лишь отметим, что тренд интерпретируется как линия смешения «орогенного» и «верхнекорового» свинцов, поступающих в разных пропорциях в минералообразующие системы месторождений Бодайбинского района из вмещающих позднепротерозойских метаосадочных толщ. Последние характеризуются существенной геохимической (включая изотопный состав Pb, а также величины Th/U и U/Pb отношений) неоднородностью, которая обусловлена поступлением в осадочный палеобассейн материала пород как древней коры Сибирского кратона, так и новообразованной позднепротерозойской коры Байкало-Муйского пояса [44, 68]. Положение точек сульфидов руд месторождения Ыкан на едином тренде изотопного состава Pb месторождений «сухоложского» типа дает основание предполагать, что свинец был заимствован флюидами из вмещающих метаосадочных пород региона. Такой вывод не противоречит модельным параметрам ( $\mu_2 = 9.70 \pm 0.02$ ,  $\omega_2 = 37.6 \pm 0.6$  и  $\text{Th}/\text{U} = 3.87 \pm 0.06$ ) предполагаемого источника рудного свинца месторождения Ыкан. По параметру  $\mu_2$  это источник близок к среднекоровому значению  $\mu_2 = 9.74$  и, напротив, отличается повышенными значениями  $\omega_2$  и Th/U по сравнению со



**Рис. 12.** Pb-Pb изотопная диаграмма, на которой приведено сопоставление Pb-Pb изотопных данных для руд месторождения Ыкан (настоящая работа) (квадраты) и других месторождений «сухоложского» типа: Сухой Лог, Вернинское, Красное, Голец Высочайший и Угахан (ромбы) [2, 35, 36, 62].

Показаны среднекоревая эволюционная кривая (штриховая линия), по модели Стейси-Краммерса [70], эволюционные кривые «верхняя кора» и «ороген» (сплошные линии) по модели Зартмана—Доу [79].

среднекоревыми величинами ( $\omega_2 = 36.84$ ,  $\text{Th/U} = 3.78$ ). Отмеченные Pb-Pb изотопные особенности источника характерны для свинца, поступавшего в рудообразующую систему из осадочных толщ морского происхождения [54]. Таким образом, результаты изучения вариаций изотопного состава S и Pb в сульфидах месторождения Ыкан указывают на участие в его генезисе вещества вмещающих оруденение метаосадочных пород. Данный вывод согласуется с представлениями [4–6] о ведущей роли неопротерозойских толщ как источника минералообразующих компонентов при формировании месторождений «сухоложского» типа.

### ВЫВОДЫ

В результате изучения месторождения Ыкан и его сопоставления с ранее изученными месторождениями выделены его наиболее значимые характеристики.

1. Приуроченность золотоносной кварц-сульфидной минерализации к апикальной части антиклинальной складки.

2. Литолого-стратиграфическая приуроченность к контакту углеродсодержащих филлитовидных сланцев и песчаников аунакитской свиты.

3. Рудная минерализация месторождения представлена сменой ранней диа-катагенетической пиритовой (py-1, py-2) → метаморфогенной пирротиновой (po, spy, asp) → метаморфогенно-метасоматической пирит-полиметаллической (spy, asp, py-3, gln, sph, pn, mgc) → пострудной пиритовой (py-4) ассоциациями. Последовательность образования минеральных ассоциаций совпадает с выделенными ранее ассоциациями на других месторождениях «сухоложского» типа.

4. PT-параметры рудного этапа формирования месторождения Ыкан характеризуются максимально высокими температурой и давлением на раннерудной метаморфической стадии и резким снижением давления, и медленным остыванием на продуктивной рудной стадии. PT-параметры раннерудной стадии значительно превышающие прочие месторождения «сухоложского» типа не повлияли на рудный процесс. Такая PT-эволюция системы возможна в результате разуплотнения вмещающих толщ с формированием зон повышенной проницаемости. Данный вывод соответствует модели развития рудного процесса, предложенной ранее для месторождений СГТ [9, 12].

5. Данные об изотопном составе серы свидетельствуют о ее заимствовании в рудный флюид из вме-

щающих метаосадочных толщ аунакитской свиты. Это согласуется с представлением о ведущей роли вмещающих метаосадочных отложений как источника вещества при формировании золоторудной минерализации месторождений «сухоложского» типа [17, 43, 75].

6. Результаты изучения вариаций изотопного состава Pb в сульфидах месторождения Ыкан указывают на участие в его генезисе вещества вмещающих оруденение метаосадочных пород аунакитской свиты.

Таким образом, в результате сопоставления полученных параметров месторождения Ыкан с изученными ранее месторождениями Сухой Лог, Голец Высочайший, Угахан и Красный мы приходим к выводу о правомерности отнесения месторождения Ыкан к группе месторождений СГТ. Данный вывод подтверждает возможность обнаружения месторождений золота в пределах ореолов метаморфизма, превышающих фацию зеленых сланцев.

Работа выполнена при поддержке гранта РФ № 22-27-00074.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–27.
2. Будяк А.Е., Горячев Н.А., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Соцкая О.Т., Брюханова Н.Н. Геохимия рассеянного органического вещества в золоторудных месторождениях черносланцевых формаций // Докл. АН. 2015. Т. 463, № 6. С. 692–695.
3. Будяк А.Е., Чугаев А.В., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Блинов А.В., Абрамова В.Д., Рассохина И.В., Реутский В.Н., Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А., Ванин В.А. Геолого-минералогические и геохимические особенности золоторудного месторождения Угахан «Сухоложского» типа (Байкало-Патомское нагорье) // Геология и геофизика. 2023. doi: 10.15372/GiG2023132
4. Бурак В.А. Метаморфогенно-гидротермальный тип промышленного золотого оруденения. Новосибирск: Наука, 1975. 246 с.
5. Бурак В.А. Метаморфизм и рудообразование. М.: Недра, 1982. 256 с.
6. Бурак В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира (генезис, закономерности размещения оруденения, критерии прогнозирования). Владивосток: Дальнаука, 1997. 156 с.
7. Бурак В.А., Бакулин Ю.И. Металлогения золота. Владивосток: Дальнаука, 1998. 402 с.
8. Вагина Е.А. Состав флюидных включений золоторудного месторождения Чертово Корято: Материалы XV Всерос. конф. по термобарогеохимии. Москва: ИГЕМ РАН, 2012. С. 23–24.
9. Ванин В.А., Мазукабзов А.М., Юдин Д.С., Блинов А.В., Тарасова Ю.И. Наложенные деформации герцинского времени в структуре месторождения голец высочайший (Байкало-Патомский пояс),  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 1.
10. Вилор Н.В., Волкова М.Г., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Павлова Л.А., Спиридонов А.М., Брянский Н.В., Данилов Б.С. Сульфидоарсенидное оруденение с золотом в зоне смятия на Восточно-Забайкальской ветви Монголо-Охотской сутуры (месторождение Погромное, Восточное Забайкалье, Россия) // Тихоокеан. геология. 2021. Т. 40, № 4. С. 33–50.
11. Виноградов В.И., Пичугин Л.П., Быховер В.Н., Головин Д.И., Муравьев В.И., Буякайте М.И. Изотопные признаки и время эпигенетических преобразований верхнедокембрийских отложений Уринского поднятия // Литология и полез. ископаемые. 1996. № 1. С. 68–78.
12. Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Жмодик С.М., Мионов А.Г. Состав и условия формирования золотоносных пирротиновых руд Восточного Саяна (на примере рудопоявления Ольгинское) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60, № 5. С. 666–687.
13. Дамдинов Б.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Дамдинова Л.Б., Котельникова З.А., Ахмеджанова Г.М., Шаповалов Ю.Б. Экспериментальные исследования транспорта компонентов сульфидных руд в присутствии флюидной фазы при повышенных РТ-параметрах // Докл. АН. 2022. Т. 507, № 2. С. 209–216.
14. Дистанов, Э.Г., Ковалев, К.Р., Пономарев, В.Г. Генетические особенности колчеданно-полиметаллического оруденения Северного Прибайкалья. Полезные ископаемые в полосе БАМ Северного Прибайкалья. 1984. С. 33–37.
15. Дистлер В.В., Митрофанов Г.Л., Немеров В.К. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 1996. Т. 38, № 6. С. 467–484.
16. Дубинина Е.О., Иконникова Т.А., Чугаев А.В. Неоднородность изотопного состава серы пирита на месторождении Сухой Лог и определяющие ее факторы // Докл. АН. 2010. Т. 435, № 6. С. 786–790.
17. Дубинина Е.О., Чугаев А.В., Иконникова Т.А., Авдеевко А.С., Якушев А.И. Источники вещества и флюидный режим формирования кварц-карбонатных жил на месторождении золота Сухой Лог, Байкало-Патомское нагорье // Петрология. 2014. Т. 22, № 4. С. 347–379.
18. Зорин Ю.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Пресняков С.Л., Сергеев С.А. Силурийский возраст главных складчатых деформаций рифейских отложений Байкало-Патомской зоны // Докл. АН. 2008. Т. 423, № 2. С. 228–233.
19. Иванов А.И. Месторождение «Ыканское» – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе // Изв. Сибирского отделения. Секции наук о Земле РАЕН. № 1 (34). 2007.
20. Иванов А.И. Месторождение «Ыканское» – новый тип коренных месторождений золота сульфидного типа в Бодайбинском рудном районе // Изв. Сибирского отделения РАЕН. Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2009. № 1 (34). С. 27–36.
21. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. 215 с.
22. Иконникова Т.А., Дубинина Е.О., Сароян М.Р., Чугаев А.В. (2009) Изотопный состав кислорода жильного кварца и вмещающих пород на месторождении Сухой Лог (Рос-

- сия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 51, № 6. С. 560–567.
23. Калиткина Н.А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в пирите и арсенопирите // Вестн. МГУ. Серия геологическая. 1971. № 5. С. 107–110.
24. Киргинцев А.Н., Трушникова Л.Н., Лаврентьева В.Г. Растворимость неорганических веществ в воде. Л.: Изд-во Химия, 1972. 248 с.
25. Кряжев С.Г., Устинов В.И., Гриненко В.А. Особенности флюидного режима формирования золоторудного месторождения Сухой Лог по изотопно-геохимическим данным // Геохимия. 2009. № 10. С. 1108–1117.
26. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Спиридонов А.И., Немеров В.К., Иванов А.И., Митрофанов Г.Л. Геодинамические условия формирования золоторудных месторождений Бодайбинского неопротерозойского прогиба // Докл. АН. 2006. Т. 407, № 6. С. 793–797.
27. Лаверов Н.П., Прокофьев В.Ю., Дистлер В.В., Юдовская М.А., Спиридонов А.М., Гребенщикова В.И., Матель Н.Л. Новые данные об условиях рудоотложения и составе рудообразующих флюидов золото-платинового месторождения Сухой Лог // Н. 2000. Т. 371, № 1. С. 88–92.
28. Лаверов Н.П., Чернышев И.В., Чугаев А.В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометалльной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь): результаты изотопно-геохронологического изучения // Докл. АН. 2007. Т. 415, № 2. С. 236–241.
29. Немеров В.К., Станевич А.М., Развозжаева Э.А., Будяк А.Е., Корнилова Т.А. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах байкало-патомского региона // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 729–747.
30. Онищенко С.А., Сокерина Н.В. Особенности формирования золоторудного черносланцевого месторождения Голец Высочайший (Бодайбинский рудный район) // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 63, № 2. С. 154–173.
31. Онуфриенок В.В. Распределение вакансий в матрице пирита на различных глубинах залеганий породы // Тенденции развития науки и образования. 2021. №79-2. С. 119–123.
32. Паленова Е.Е., Белогуб Е.В., Плотинская О.Ю., Новоселов К.А., Масленников В.В., Котляров В.А., Блинов И.А., Кузьменко А.А., Грибоедова И.Г. Эволюция состава пирита на золоторудных месторождениях Копыловское и Кавказ в черносланцевых толщах (Бодайбинский район, Россия) по данным РСМА и ЛА-ИСП-МС // Геология руд. месторождений. 2015. Т. 57, № 1. С. 71.
33. Развозжаева Э.А., Прокофьев В.Ю., Спиридонов А.М., Мартихаев Д.Х., Прокопчук С.И. Благородные металлы и углеродистое вещество в рудах месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия) // Геология руд. месторождений. 2002. Т. 4, № 2. С. 116.
34. Русинов В.Л., Русинова О.В., Кряжев С.Г., Щегольков Ю.В., Алышева Э.И., Борисовский С.Е. Околорудный метасоматизм терригенных углеродистых пород в Ленском золоторудном район // Геология руд. месторождений. 2008. Т. 5, № 1. С. 3–46.
35. Рыцк Е.Ю., Федосенко А.М., Анисимова И.В., Ковач В.П., Андреев А.А., Богомоллов Е.С., Великославинский С.Д., Сальникова Е.Б. Позднепермский внутриплитный магматизм Байкало-Муйского пояса: геохронологические U-Pb и изотопные Nd-данные // Докл. АН. 2018. Т. 48, № 2. С. 193–197.
36. Станевич А.М., Максимова Е.Н., Корнилова Т.А., Мазукабзов А.М., Гладкочуб Д.П. Микрофоссилии дебенгдинской свиты позднего протерозоя Оленекского поднятия // Изв. Томского политехнического университета. 2007. Т. 31, № 1. С. 9–14.
37. Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Иванов А.В., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Радомская Т.А., Блинов А.В., Бабяк В.Н. Типоморфизм, типохимизм и изотопно-геохимические характеристики сульфидов железа месторождения Голец Высочайший (Восточная Сибирь) // Геология руд. месторождений. 2021. Т. 15, № 1. С. 63–75. DOI.10.31857/S0869605521010123.
38. Тарасова Ю.И., Будяк А.Е., Горячев Н.А., Игнатьев А.В., Веливецкая Т.А., Блинов А.В., Горячева Е.М. Типоморфизм сульфидов золоторудного месторождения Угахан (Байкало-Патомское Нагорье) // Докл. АН. Науки о земле. 2022. Т. 50, № 1. С. 12–17.
39. Таусон В.Л., Немеров В.К., Развозжаева Э.А., Спиридонов А.М., Липко С.В., Будяк А.Е. Парагенетические отношения пирита, углерода и золота на месторождении Сухой Лог и типоморфизм поверхности пирита // Докл. АН. 2009. Т. 42, № 4. С. 528–532.
40. Устинов В.И., Гриненко В.А., Кряжев С.Г. Физико-химические условия метаморфогенного рудообразования в Ленском золотоносном районе // Вестн. отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской академии наук. 2007. № 1. С. 1.
41. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н., Удоратина О.В. Изотопная структура коры и источники магм позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании: Материалы III междунар. геологической конф. 2017. С. 331–333.
42. Чернышев И.В., Чугаев А.В., Сафонов Ю.Г., Сароян М.В., Юдовская М.А., Еремина А.В. Изотопный состав свинца по данным высокоточного MC-ICP-MS-метода и источники вещества крупномасштабного благороднометалльного месторождения Сухой Лог (Россия) // Геология руд. месторождений. 2009. Т. 5, № 6. С. 550–559.
43. Чернышев И.В., Голубев В.Н., Чугаев А.В., Манджиева Г.В., Гареев Б.И. Поведение изотопов  $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{234}\text{U}$  в процессах выветривания вулканических пород с урановой минерализацией (на примере месторождения Тулукуевское, Восточное Забайкалье) // Петрология. 2019. Т. 2, № 4. С. 446–467.
44. Чугаев А.В., Чернышев И.В. Pb-Pb Изотопная систематика орогенных месторождений золота Байкало-Патомского складчатого пояса (Северное Забайкалье, Россия) и оценка роли неопротерозойской коры в их формировании // Геохимия. 2017. № 11. С. 1027–1040.
45. Чугаев А.В., Будяк А.Е., Чернышев И.В., Дубинина Е.О., Гареев Б.И., Шатагин К.Н., Тарасова Ю.И., Горячев Н.А., Скузоватов С.Ю. Изотопные (Sm-Nd, Pb-Pb и  $\delta^{34}\text{S}$ ) и геохимические характеристики метаосадочных пород Байкало-Патомского пояса (Северное Забайкалье) и эволюция осадочного бассейна в неопротерозойское время // Петрология. 2018. Т. 2, № 3. С. 213–244.

46. Юдовская М.А., Дистлер В.В., Родионов Н.В., Антонов А.В., Сергеев С.А. Соотношение процессов метаморфизма и рудообразования на золотом черносланцевом месторождении Сухой Лог по данным U Th Pb изотопного SHRIMP датирования акцессорных минералов // Геология руд. месторождений. 2011. Т. 5, № 1. С. 32–64.
47. Ankusheva N.N., Palenova E.E., Shanina S.N. Fluid inclusion evidences for the P-T conditions of quartz veins formation in the black shale-hosted gold deposits, Bodaybo ore region, Russia // *J. Earth Sci.* 2020. V. 3, N 3. P. 514–522.
48. Belogub E.V., Palenova E.E., Chugaev A.V., Plotinskaya O.Yu. Origin OF Gold Ores in Black-Shale Hosted Deposits OF the Bodaybo Region, Russia // *Acta Geologica Sinica (English Edition)*. 2014. 88(supp. ). P. 252–253.
49. Canfield D.E., Raiswell R. The evolution of the sulfur cycle // *Amer. J. Sci.* 1999. V. 29, N 7–9. P. 697–723.
50. Chang Z., Large R.R., Maslennikov V. Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: evidence for an early timing and a seawater sulfur source // *Geology*. 2008. V. 3, N 12. P. 971–974.
51. Chugaev A.V., Larionova Y.O., Chernyshev I.V., Rassokhina I.V., Oleinikova T.I., Budyak A.E., Tarasova Y.I., Travin A.V., Gareev B.I., Batalin G.A. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar and Rb-Sr age constraints on the formation of Sukhoi-Log-style orogenic gold deposits of the Bodaibo district (northern Transbaikalia, Russia) // *Ore Geol. Res.* 2022. V. 144. P. 104855.
52. Distler V.V., Yudovskaya M.A., Prokof'ev V.Y., Lishnevskii E.N., Mitrofanov G.L. Geology, composition and genesis on the Sukhoi Log noble metals deposit, Russia // *Ore Geol. Rev.* 2004. V. 24. P. 7–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2003.08.007>
53. Dubessy J., Poty B., Ramboz C. Advances in C–O–H–S fluid geochemistry based on Raman analysis fluid inclusion // *Eur. J. Mineral.* 1989. P. 517–534.
54. Frei R., Dahl P.S., Frandsson M.M., Jensen L.A., Hansen T.R., Terry M.P., Frei K.M. Lead-isotope and trace-element geochemistry of Paleoproterozoic metasedimentary rocks in the Lead and Rochford basins (Black Hills, South Dakota, USA): implications for genetic models, mineralization ages, and sources of leads in the Homestake gold deposit // *Precamb. Res.* 2009. V. 172. P. 1–24.  
<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.03.004>
55. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *J. Geochem. Explor.* 2012. V. 112. P. 1–20.
56. Haack U., Heinrichs H., Bone M., Schneider A. Loss of metals from pelites during regional metamorphism // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1984. V. 85. P. 116–132.  
<https://doi.org/10.1007/BF00371702>
57. Hall A.J. Pyrite-pyrrhotite redox reactions in nature // *Miner. Mag.* 1986. V. 50. P. 223–229.
58. Hamor T. The occurrence and morphology of sedimentary pyrite // *Acta Geologica Hungarica*. 1994. V. 3, N 1–2. P. 153–181.
59. Ignatiev A.V., Velivetskaya T.A., Budnitskiy S.Y., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V., Levitskiy V.I. Precision analysis of multisulfur isotopes in sulfides by femtosecond laser ablation GC-IRMS at high spatial resolution // *Chem. Geol.* 2018. V. 493. P. 316–326. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2018.06.006>
60. Jones B., Manning D.A.C. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*. 1994. V. 111. P. 111–129.
61. Kerrick D.M., Caldeira K. Metamorphic CO<sub>2</sub> degassing from orogenic belts // *Chem. Geol.* 1998. V. 145. P. 213–232.
62. Kirkpatrick R.J. Crystal growth from the melt, a review // *Am. Mineral.* 1975. V. 60. P. 798–814.
63. Kokh S.N., Sokol E.V., Deev E.V., Ryapolova Y.M., Rusanov G.G., Tomilenko A.A., Bul'bak T.A., Post-Late Glacial calcareous tufas from the Kurai fault zone (Southeastern Gorny Altai, Russia) // *Sedimentary Geol.* 2017. V. 355. P. 1–19.  
[doi: 10.1016/j.sedgeo.2017.04.003](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2017.04.003)
64. Large R.R., Maslennikov V.V., Robert F., Danyushevsky L.V., Chang Z. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi Log deposit, Lena Goldfield, Russia // *Econ. Geol.* 2007. V. 102. P. 1233–1267.
65. Meffre S., Large R.R., Scott R., Scott R., Woodhead Z.C., Gilbert S.E., Danyushevsky L.D., Maslennikov V.V., Hergt J.M. Age and pyrite Pb isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment hosted gold deposit, Russia // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2008. V. 72. P. 2377–2391.
66. Murowchick J.B., Barnes H.L. Effects of temperature and degree of supersaturation on pyrite morphology // *Am. Mineral.* 1987. V. 72. P. 1241–1250.
67. Phillips G., Powell R. Formation of gold deposits: a metamorphic devolatilization model // *J. Metamorph. Geol.* 2010. V. 28, N 6. P. 689–718.  
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00887>
68. Powerman V., Shatsillo A., Chumakov N. Interaction between the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) and the Siberian craton as recorded by detrital zircon suites from Transbaikalia // *Precambrian Res.* 2015. V. 267, N 1. P. 39–71.
69. Prokof'ev V.Yu., Akinfiev N.N., Selektor S.L. Gas mixing with aqueous solution in the ore-forming hydrothermal process: an example of gold // *Geochem. Int.* 2016. V. 54, N 5. P. 427–438.
70. Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a twostage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 2, N 2. P. 207–221.  
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90088-6](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90088-6)
71. Stepanov A.S. A review of the geochemical changes occurring during metamorphic devolatilization of metasedimentary rock // *Chem. Geol.* 2021. 568.  
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2021.120080>
72. Tarasova Yu.I., Sotskaya O.T., Skuzovatov S.Yu., Vanin V.A., Kulikova Z.I., Budyak A.E. Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage formation of the Chertovo Koryto deposit // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2016. V. 7, N 4. P. 663–677. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0227>
73. Tarasova Yu.I., Budyak A. E., Chugaev A.V., Goryachev N.A., Tauson V.L., Skuzovatov S.Yu., Reutsky V.N., Abramova V.D., Gareev B.I., Bryukhanova N.N., Parshin A.V. Mineralogical and isotope-geochemical ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{34}\text{S}$  and Pb-Pb) characteristics of the Krasniy gold mine (Baikal-Patom Highlands): Constraining ore-forming mechanisms and the model for Sukhoi Log-type deposits // *Ore Geol. Rev.* 2020. 1. 119. 103365.  
DOI: 10.1016/j.oregeorev.2020.103365
74. Tarasova Yu., Budyak A., Goryachev N., Skuzovatov S., Reutsky V., Gareev B., Batalin G., Nizamova A. The Role of Metamorphic Devolatilization in Building Orogenic Gold Deposits within Paleoproterozoic Organic-Rich Sediments: P-

- T-X Thermobarometric and Carbon Isotopic Constraints from the Chertovo Koryto Deposit (Eastern Siberia) // Russian f. Pacific Geol. 2022. V. 1, N 4. P. 387–404.
75. Tomkins A.G. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2010. V. 79. P. 3246–3259.
76. Trigub A.L., Tagirov B.R., Kvashnina K.O., Chareev D.A., Nickolsky M.S., Shiryayev A.A., Baranova N.N., Kovalchuk E.V., Mokhov A.V. X-ray spectroscopy study of the chemical state of «invisible» Au in synthetic minerals in the Fe-As-S system // Am. Mineral. 2017. V. 10. P. 1057–1065. <https://doi.org/10.2138/am-2017-5832>
77. Velivetskaya T.A., Ignatiev A.V., Yakovenko V.V., Vysotskiy S.V. An improved femtosecond laser-ablation fluorination method for measurements of sulfur isotopic anomalies ( $\Delta^{33}\text{S}$  and  $\Delta^{36}\text{S}$ ) in sulfides with high precision // Rapid Communications in Mass Spectrometry. 2019. V. 33. P. 1722–1729. <https://doi.org/10.1002/rcm.8528/>.
78. Yudovskaya M.A., Distler V.V., Prokofiev V.Y., Akiniev N.N. Gold mineralisation and orogenic metamorphism in the Lena province of Siberia as assessed from Chertovo Koryto and Sukhoi Log deposits // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7, N 3. P. 453–481.
79. Zartman R.E., Doe B.R. Plumbotectonics - the model // Tectonophysics. 1981. V. 75. P. 135–162. [https://doi.org/doi:10.1016/0040-1951\(81\)90213-4](https://doi.org/doi:10.1016/0040-1951(81)90213-4).
80. Zhong R., Brugger J., Tomkins A.G., Chen Y., Li W. Fate of gold and base metals during metamorphic devolatilization of a pelite // Geochim. Cosmochim. Acta. 2015. V. 171. P. 338–352. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2015.09.013>
81. Zotov A.V., Kuzmin N.N., Reukov V.L., Tagirov B.R. Stability of  $\text{AuCl}_2$  from 25 to 1000 °C at pressures to 5000 bar and consequences for hydrothermal gold mobilization // Minerals. 2018. V. 8, N 218. <https://doi.org/10.3390/min8070286>

Рекомендована к печати А.И. Ханчуком

после доработки 12.12.2023 г.

принята к печати 11.01.2024 г.

*A.E. Budyak, Yu.I. Tarasova, A.V. Chugaev, N.A. Goryachev, T.A. Velivetskaya, A.V. Ignatiev*

### **Gold mineralization coincident with amphibolite facies metamorphism: Ykan deposit (Baikal-Patom belt)**

Black shale deposits whose metamorphic grade exceeds greenschist-facies of regional metamorphosed rocks are considered by most researchers exclusively from the point of view of the potential to mine alluvial gold. The article presents the results of the study on the Ykan deposit located within the epidote-amphibolite facies zone and its comparison with previously studied deposits localized in the greenschist facies alteration zone. It was found that the Ykan gold deposit is lithologically and stratigraphically confined to the contact between carbonaceous phyllite shales and sandstones of the Aunakit Formation in the anticlinal limb, which is one of the main factors controlling ore localization. The ore mineralization of the deposit is represented by the change of the early diagenetic pyrite (py-I, py-II) → metamorphogenic pyrrhotite (po, cpy, asp) → metamorphogenic-metasomatic pyrite-polymetallic (cpy, asp, py-III, gln, sph, pn, mrc) → post-ore pyrite (py-IV) associations. The ore stage is characterized by the highest possible TP parameters in the early ore metamorphic phase and their decrease in the ore-productive phase. Data on variations in the isotopic composition of sulfur and lead indicate that they were transported into the ore fluid from the host meta-sedimentary strata of the Aunakit Formation. Comparison of the obtained parameters of the Ykan deposit with the previously studied deposits of Sukhoi Log, Golets the Highest, Ugakhan and Krasnyi made it possible to conclude that we are correct in assigning the Ykan deposit to the group of deposits of the Sukholozhsky genetic type.

**Key words:** orogenic gold deposits, high-grade metamorphism, black-shale strata, southerly framing Siberian platform.