



УДК 553.411.071.242.4(571.53)

## **Особенности формирования золотого оруденения типа «Мукодек» (Северное Прибайкалье)**

В. А. Ванин ([balagan-2000@mail.ru](mailto:balagan-2000@mail.ru))

Д. П. Гладкочуб ([gladkochub@mail.ru](mailto:gladkochub@mail.ru))

А. Т. Корольков ([baley51@mail.ru](mailto:baley51@mail.ru))

**Аннотация.** Приведена характеристика геологического строения и основных рудо-контролирующих структур рудного поля Мукодек (Северное Прибайкалье). Описана последовательность проявления трех этапов метаморфической переработки пород, способствовавших перераспределению золота, первоначально рассеянного в породах позднерифейской островодужной ассоциации, в высокопроницаемые при-разломные области и его финальному концентрированию в рудных метасоматитах. Доказана принадлежность золоторудного поля Мукодек к золото-кварц-сульфидной формации метаморфогенно-метасоматического типа. Приведены аргументы в пользу каледонского возраста рудогенных процессов в пределах золоторудного поля Мукодек.

**Ключевые слова:** метасоматиты, золоторудное поле, рудогенез, метаморфизм, разломы, Северное Прибайкалье.

### **Введение**

Северное Прибайкалье представляет собой один из наиболее известных и давно разрабатываемых золоторудных районов России. При этом проявления и месторождения золота характерны как для структур фундамента Сибирского (Северо-Азиатского) кратона, в частности раннепротерозойского Аkitканского вулканоплутонического пояса (Миня-Кутимская рудная зона), так и для метаморфизованных отложений позднедокембрийского окраинного (или перикратонного) бассейна (Бодайбинский террейн) (рис. 1) [1]. Именно с подобными отложениями связано самое известное золоторудное месторождение Сухой Лог, а также еще целый ряд не столь значительных по объемам рудного золота месторождений. К настоящему времени в Бодайбинском золотоносном районе оконтурены четыре рудных узла (Мамаканский, Кропоткинский, Тунгусский и Хомолхинский), в пределах которых выявлено более 10 золоторудных месторождений и большое число недостаточно изученных аномалий золота. Большинство золоторудных месторождений приурочено к дальнетайгинскому (хомолхинская свита) и частично к жуинскому (имняхская свита) стратиграфическим горизонтам [6].

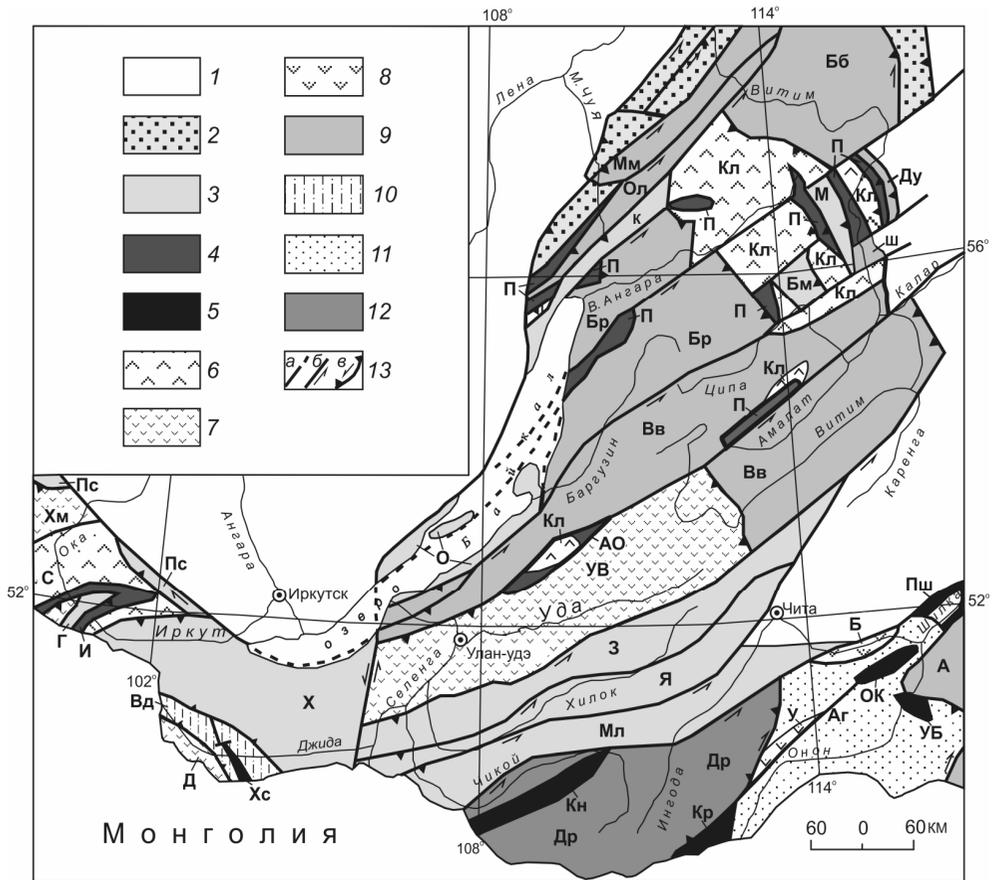


Рис. 1. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2 000 000

1 – Сибирский кратон; 2 – террейны Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса (пассивная континентальная окраина кратона); 3 – террейны юго-восточного складчатого обрамления Сибирского кратона; *рифейско-палеозойские метаморфические*: Г – Гарганский, Х – Хамардабанский, К – Кичерский, Мл – Малханский, М – Муйский, О – Ольхонский, ПС – Протеросаянский, Я – Яблоновый, З – Заганский; *океанические*: 4 – верхнерифейские (И – Ильчирский, П – Парамский, АО – Абага-Оланский), 5 – венд-раннепалеозойские (Хс – Хасуртинский, Кн – Куналейский, ОК – Онон-Кулиндинский), силуро-девонские (Кр – Кыранский, УБ – Усть-Борзинский, Пш – Пришилинский); *островодужные*: 6 – верхнерифейские (Кл – Келянский, С – Сархойский), 7 – венд-раннепалеозойские (УВ – Удино-Витимский, Д – Джидинский, Хм – Хамсаринский), 8 – девон-раннекарбонные (Б – Береинский, У – Уртуйский); *турбидитовых бассейнов*: 9 – средне-верхнерифейские (А – Аргунский, Бб – Бодайбинский, Бм – Бамбуйский, Бр – Баргузинский, Ду – Делонуранский, Мм – Мамаканский, Ол – Олоakitский, Ш – Шаманский, Вв – Верхневитимский), 10 – нижнепалеозойский (Вд – Верхнеджидинский), 11 – девон-раннекарбонный (Аг – Агинский), 12 – девон-среднекарбонный (Др – Даурский); 13 – разломы: а – условные, б – сдвиги, в – взбросо-сдвиги и надвиги

В Бодайбинском золотоносном районе наиболее распространенным типом золотого оруденения является золото-сульфидное и золото-кварцевое, залегающее в так называемых черных сланцах. Модель формирования месторождений такого типа (условно «Сухооложский») приведена в диссертации А. И. Иванова [3]. Основные черты строения подобных месторождений обусловлены наличием флишеидных углеродистых толщ, проявлением метаморфизма и синскладчатого магматизма, присутствием разломов, секущих фундамент и метаосадочные толщи, а также присутствием приразломных рудоконтролирующих зон рассланцевания, бурошпатизации и березитизации.

В отличие от Бодайбинского рудного района, процессы формирования золотого оруденения, встречающегося в пределах Байкало-Муйского пояса, изучены менее детально.

Одним из примеров проявления коренной золотоносности в рассматриваемом поясе является золоторудное поле Мукодек, располагающееся в бассейне рек Левая и Правая Мама. Проведенное в последние годы детальное геолого-структурное и металлогеническое изучение этого объекта позволило выявить основные особенности формирования золотого оруденения мукодекского типа, учитывающие целый ряд факторов. Основные результаты проведенных исследований, которые могут быть использованы при прогнозно-поисковых работах, изложены авторами в рамках данной статьи.

### **Общая характеристика рудного поля Мукодек**

В структурно-тектоническом отношении золоторудное поле Мукодек принадлежит Янской зоне Байкало-Муйского пояса (БМП) (рис. 2) [12] и тяготеет к Мукодекскому разлому (рис. 1, а), который принадлежит к системе Байкало-Сыннырского (или Мамского) разлома регионального масштаба, располагающегося несколько севернее.

Месторождение Мукодек, относящееся к золото-кварц-сульфидной формации, локализовано в верхнерифейских вулканогенно-осадочных отложениях ушмуканской свиты. Именно с этими породами, относимыми к базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) формации островодужной специфики, связано появление ювенильного золота в верхних горизонтах земной коры [2]. По совокупности основных геохимических критериев вулканиды ушмуканской свиты уверенно коррелируют с породами келянской свиты одноименного террейна (см. рис. 1), располагающимися на незначительном удалении к Ю – В от золоторудного поля Мукодек. Возраст вулканогенно-осадочной толщи ушмуканской свиты, по аналогии с возрастом пород келянской свиты ( $824 \pm 2$  млн лет по [13]), может быть уверенно интерпретирован как верхнерифейский (или неопротерозойский), в терминах международной стратиграфической шкалы [14].

Вулканогенно-осадочные породы на площади рудного поля прорваны магматическими образованиями позднего рифея (муйский и таллаинский интрузивные комплексы) и гранитоидами позднего палеозоя (конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс).

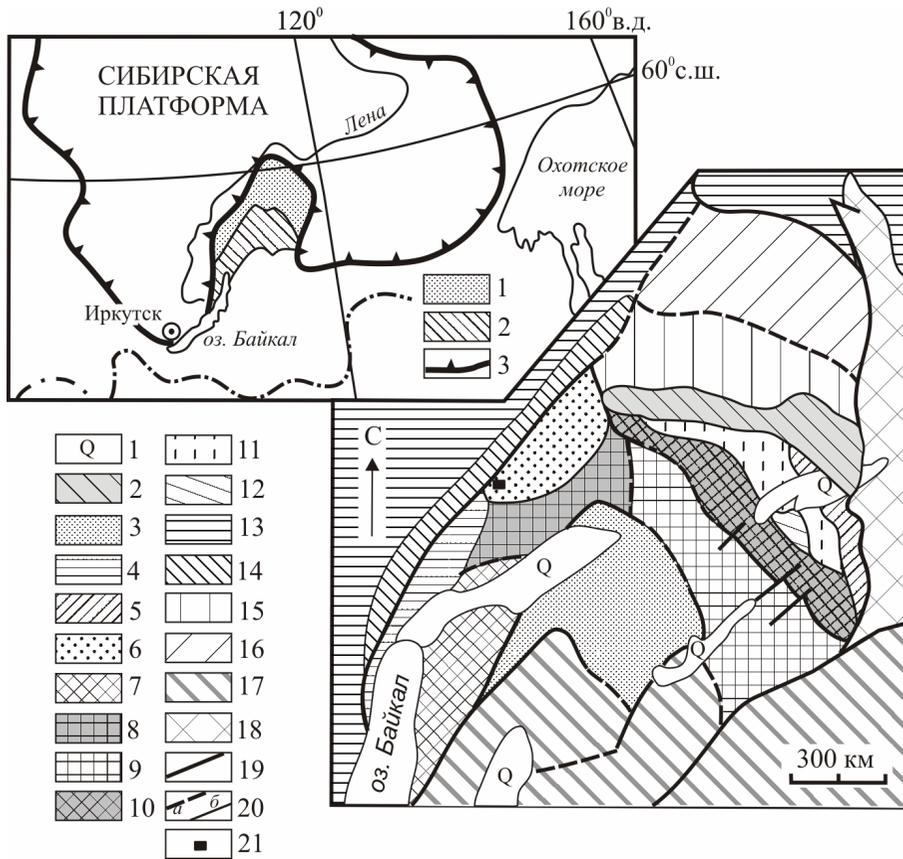


Рис. 2. Схема тектонических зон, блоков и террейнов Байкальской складчатой области.

1 – четвертичные впадины; 2 – 12 – Байкало-Муйский складчатый пояс: 2 – Каралон-Мамаканская зона, 3 – Катеро-Уакитская зона, 4 – Кичерская зона, 5 – Парам-Шаманская зона, 6 – Янская зона; Анамакит-Муйская зона и ее подзоны: 7 – Светлинская, 8 – Угдокитская, 9 – Бамбуйско-Олиндинская, 10 – Келяно-Иракиндинская, 11 – Муйская; 12 – Киндиканский блок Муйской подзоны; 13–16 – Байкало-Патомский складчатый пояс: 13 – Кутимская, Мамская, Патомская зоны, 14 – Олокитская зона, 15 – Делюн-Уранская зона, 16 – Бодайбинская зона; 17 – Баргузино-Витимский супертеррейн; 18 – Алдано-Становой щит; 19 – тектонические границы Байкало-Муйского пояса; 20 – граничные разломы: а – предполагаемые, б – установленные; 21 – рудное поле Мукодек.

На врезке показано положение Байкальской складчатой области: 1 – внешний Байкало-Патомский складчатый пояс; 2 – внутренний Байкало-Муйский складчатый пояс; 3 – тектонические границы Сибирской платформы

Муйский комплекс представлен на рассматриваемой площади своей второй и третьей фазами. Габброиды второй фазы занимают около 10 % всей территории, при этом плагииграниты третьей фазы встречаются в виде небольших субсогласных тел в крыльях и замке Мукодекской антиклинали, а на участке Правомамский вытянуты вдоль главного Мукодекского разло-

ма (рис. 3). Кроме позднедокембрийских пород муйского комплекса на площади участка присутствуют более молодые крупнокристаллические, низкотитанистые габброиды, относимые к таллаинскому комплексу ( $604 \pm 7,4$  млн лет) [7].

Гранитоиды конкудеро-мамаканского комплекса слагают массив в пределах участка Мукодек вмещающими образованиями, для которых выступают измененные гранитоиды позднего докембрия.

Основным структурно-тектоническим фактором контроля оруденения на участке Мукодек являются одноименный Мукодекский разлом с левосдвиговой составляющей, оперяющий его Мукодекско-Янский разлом, а также куполовидные структуры и разделяющие их межкупольные пространства (см. рис. 3).

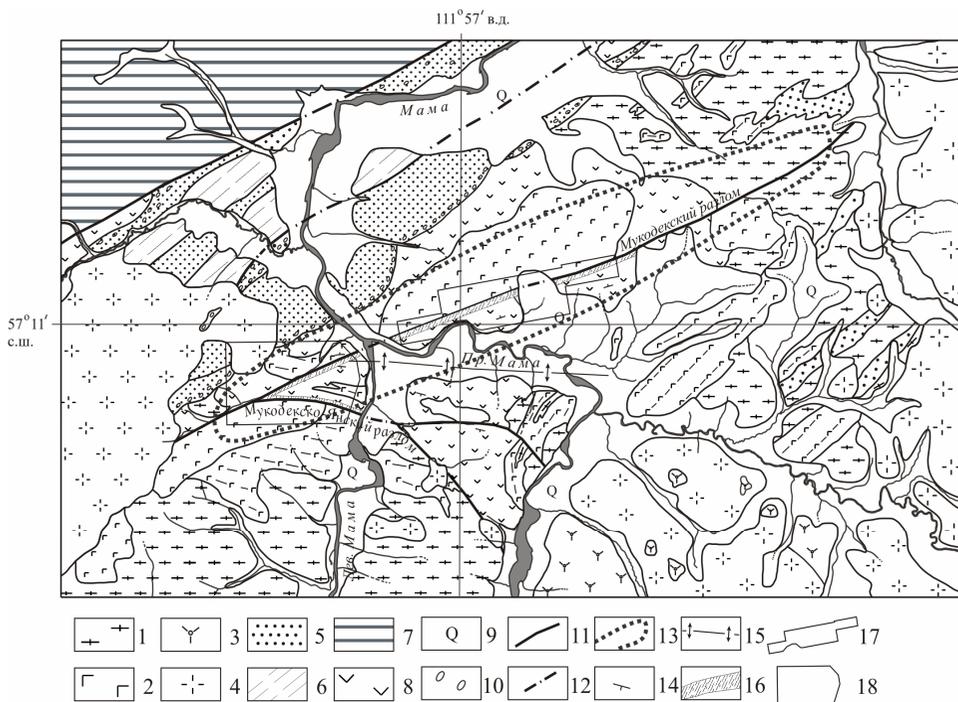


Рис. 3. Геологическая схема рудного поля Мукодек

1 – 2 – муйский комплекс: 1 – плагиограниты-гнейсы, 2 – метагаббро; 3 – конкудеро-мамаканский комплекс: 3 – сиениты, 4 – граниты; 5 – метаморфизованные песчаники, кварцевые песчаники холодненской и итыкитской свит; 6 – алевросланцы, ортосланцы, метабазальты итыкитской свиты; 7 – метаморфизованные песчаники, углеродсодержащие, алевролитовые сланцы ондокской и овгольской свит; 8 – вулканиты ушмуканской свиты; 9 – четвертичные отложения; 10 – конгломераты холодненской свиты; 11 – разломы; 12 – разломы, перекрытые четвертичными отложениями; 13 – примерные границы рудного поля Мукодек; 14 – элементы залегания сланцеватости; 15 – шарнир мукодекской антиклинали; 16 – границы зон метасоматитов березитовой и лиственитовой формации; 17 – граница участка Мукодек; 18 – границы участка Правомамский

Узлы пересечения сопряженных разломов фиксируются обширными полями распространения вулканитов ушмуканской свиты и определяют геологические границы рудных тел метасоматитов. К разломам приурочены рудные зоны с промышленными содержаниями золота: Северная, Центральная, Южная, № 1, № 2, № 3, № 4 (рис. 4, 5).

Другой основной рудоконтролирующей структурой рассматриваемого района является межкупольная зона Мукодекского рудного поля, заполненная вулканогенно-осадочными отложениями ушмуканской свиты (см. рис. 3).

Кроме этого, рудоконтролирующими структурами рудного поля Мукодек, наряду с разрывными нарушениями, является северное крыло Грамдаканской куполовидной структуры и Мукодекская антиклиналь (см. рис. 3). Рудная зона № 1 контролируется кулисообразно расположенными складками второго порядка, осложняющими северное крыло Грамдаканской куполовидной структуры. Рудная зона № 4 приурочена к ядру Мукодекской антиклинали, а рудная зона № 3 находится на ее северном крыле, осложненном дополнительной складчатостью более высокого порядка.

Крылья Мукодекской антиклинали осложнены более мелкими складками с размахом крыльев от первых сантиметров до первых метров, главной особенностью которых является их дисгармоничность. Формирование данного типа складок связано с перераспределением и нагнетанием вещества по латерали в процессе складчатости.

Воздействие разломов на вмещающие породы привели к формированию милонитов и бластомилонитов.

Милониты по кварц-мусковит-хлорит-альбитовым породам имеют лепидогранобластовую крупнозернистую структуру. Текстура массивная с элементами сланцеватости. Состав милонитов: альбит (10 %), хлорит (30 %), кварц (30 %), мусковит (30 %). Мусковит в свою очередь образует сноповидные сростки удлиненных листочков.

Бластомилониты по гранитам имеют реликтивно-порфировидную, лепидогранобластовую структуру. Текстура массивная. Главные минералы представлены реликтовым полевым шпатом ~ 45 %, кварцем ~ 33 %; второстепенные: биотитом ~ 1 %, хлоритом ~ 5 %, рудными минералами ~ 4 %, эпидотом ~ 2 %, серицитом ~ 10 %, окислами железа, лейкоксеном, альбитом менее 1 %. Акцессорные минералы – апатит, рутил. Основная масса породы состоит из неравнозернистого гранобластового агрегата кварца, среди которого можно встретить мелкие пластинки альбита, чешуйки серицита, агрегатные скопления эпидота, листоватые образования зеленого хлорита.

Важно отметить, что генеральное направление безрудной сланцеватости (азимут падения  $330\text{--}350^\circ < 50\text{--}60^\circ$ ) практически во всех участках золоторудного поля Мукодек строго выдержано как по простиранию, так и по падению. Элементы залегания сланцеватости, связанные с метасоматической полосчатостью, меняют свое залегание, под острым углом ( $10\text{--}15^\circ$ ) срезая генеральное направление безрудной сланцеватости (рис. 6) По нашему мнению, безрудная сланцеватость обусловлена главным мукодекским разломом, а сланцеватость, связанная с метасоматической полосчатостью, возникла в оперяющих его структурах.

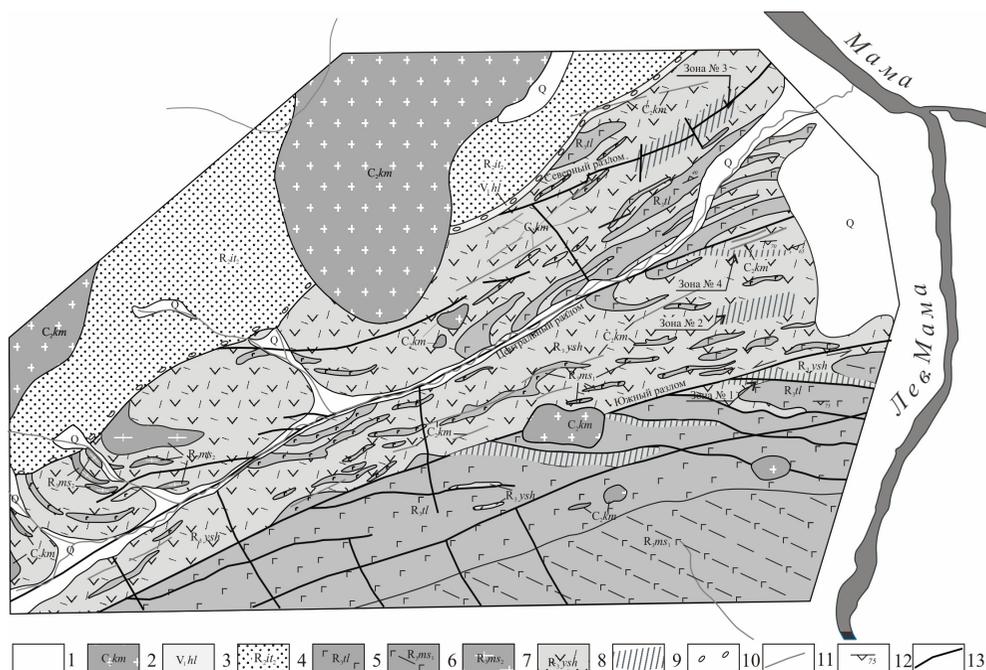


Рис. 4. Геологическая схема участка Мукодек

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты конкудеро-мамаканского комплекса; 3 – метаморфизованные песчаники холоденской свиты, 4 – алевросланцы, ортосланцы, метабазальты итыкитской свиты; 5 – габбро таллаинского комплекса; 6 – габброиды муйского комплекса; 7 – плагиограниты муйского комплекса; 8 – вулканы ушмуканской свиты; 9 – границы зон метасоматитов березитовой и листовитовой формации; 10 – конгломераты; 11 – дайки гранит-порфиров конкудеро-мамаканского комплекса; 12 – элементы залегания сланцеватости; 13 – разломы

### Роль процессов метаморфизма и метасоматоза в формировании оруденения мукодекского типа

Позднерифейские (неопротерозойские) вулканогенные и интрузивные породы на площади золоторудного поля Мукодек интенсивно дислоцированы и метаморфизованы. Степень их метаморфической и метасоматической переработки возрастает по мере приближения к зонам влияния Мукодекского и Мукодекско-Янского разломов. Согласно современным данным [8–10], в пределах рассматриваемой площади доказано проявление трех этапов метаморфической переработки пород (800–780 млн лет, 617±5 млн лет и 469±4 млн лет).

В ходе позднерифейских метаморфических событий флюидно-термальной переработке, деформациям и мигматизации подверглись вулканы ушмуканской свиты и породы муйского комплекса. При метаморфизме плагиоклаз в габброидах подвергается деанортизации: альбит выделился как самостоятельный минерал, а анортитовая часть превратилась в цоизит, а при наличии железа – в эпидот. Мигматизация в ходе позднерифейских ме-

таморфических событий сопровождалась складчатостью и интенсивным расланцеванием. Примечательно, что на площади рудного поля присутствуют изолированные тела плагиоклазитов, ориентированные в северо-восточном направлении согласно простиранию складок. Условия метаморфизма в позднем рифее достигали параметров амфиболитовой фации [10].

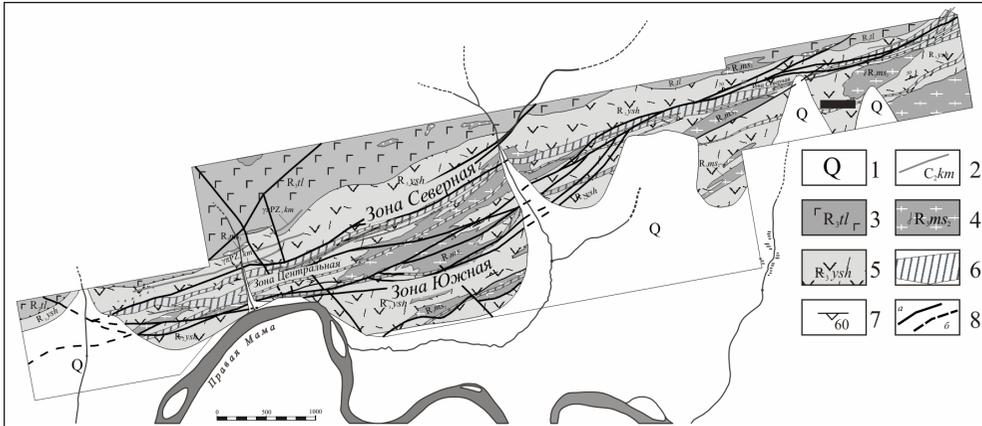


Рис. 5. Геологическая схема участка Правомамский

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты конкудеро-мамаканского комплекса; 3 – габбро таллаинского комплекса; 4 – плагиограниты муйского комплекса; 5 – вулканиты ушмуканской свиты; 6 – границы зон метасоматитов березитовой и листовитовой формации; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8: а) разломы, б) разломы, перекрытые четвертичными отложениями

Процессы каледонской (469±4 млн лет) тектонотермальной переработки проявились менее масштабно и были в значительной степени сконцентрированы в пределах ограниченных тектонических зон, ориентированных в субширотном направлении и захватывающих в различной степени метаморфизованные позднерифейские образования, включая тела плагиоклазитов. Основной спецификой этого этапа явилось широкое проявление сдвигового тектогенеза при перемещении вещества в северо-восточном направлении. Сдвиговые деформации сопровождалась образованием катаклитических структур, проявлением гидротермальных процессов, обильной сульфидизацией, карбонатизацией и формированием кварцевых жил и прожилков. С этим этапом переработки пород позднего рифея было связано окончательное формирование золоторудной минерализации, непосредственно ассоциирующей с метасоматитами.

На площади рудного поля Мукодек метасоматиты представлены двумя этапами формирования. Метасоматиты первого (раннего) этапа включают в себя образования, сложенные мелко-, среднезернистым агрегатом кварц-альбит-анкеритового (с серицитом) состава. Метасоматиты второго (позднего) этапа содержат крупнокристаллический кварц-анкеритовый агрегат.

Рис. 6. Геологический разрез по канаве и двум скважинам

1 – границы зон метасоматитов березитовой и листовитовой формации; 2 – направление метасоматической полосчатости; 3 – направление безрудной сланцеватости

В метасоматитах присутствует кварц трех морфогенетических генераций:

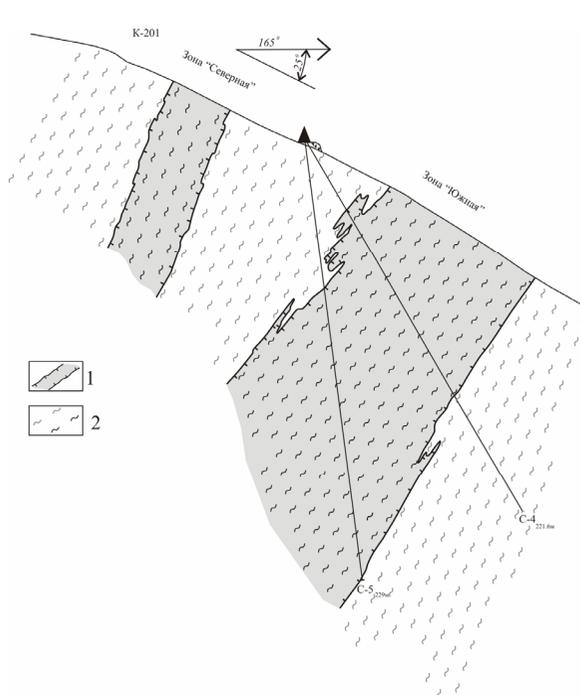
1 – метасоматический гранобластовый кварц, «пропитывающий» исходный субстрат и образующий тонкие прожилки;

2 – кварц тонкопрожилковый, серый, льдистый, связан с метасоматитами первого этапа и ассоциирует с мелкой вкрапленностью «бурых шпатов»;

3 – крупнокристаллический кварц жильно-прожилкового типа метасоматитов второго этапа, с которым парагенетически связан крупнокристаллический анкерит.

Детальные исследования, выполненные на площади рудного поля Мукодек, позволили выделить как минимум две стадии формирования зон метасоматической проработки пород. Первая стадия характеризуется наложением метасоматического процесса на сформированные структуры ушмуканской свиты, когда происходило образование кварц-альбит-анкеритовых метасоматитов первого этапа в уже имеющихся складках. После этого образовались поперечно секущие трещины, залеченные тонкопрожилковым, серым, льдистым кварцем второй генерации, связанным с метасоматитами второго этапа.

В ходе второй стадии происходило развитие метасоматитов второго этапа в поперечных трещинах, секущих метасоматиты первого этапа, и нагнетание крупнокристаллического кварца третьей генерации в замковую часть складок, с развитием здесь крупного гнездового анкерита и единичных кристаллов крупнокристаллического пирита. Поскольку метасоматиты на Мукодекском золоторудном поле приурочены к глубинным долгоживущим разломам, которые не прослеживаются в палеозойском гранитном комплексе (рис. 3), то, следовательно, возраст метасоматитов может приниматься как «доконкудеро-мамаканский» и соотноситься с финальными стадиями проявления деформаций и метаморфизма каледонского этапа.



### **Особенности процессов рудогенеза в пределах золоторудного поля Мукодек**

В пределах перспективной площади (см. рис. 4, 5), выделяемой на территории золоторудного поля Мукодек, установлены минерализованные зоны двух типов, относимые к золото-сульфидно-кварцевой формации. Первый морфологический и геолого-промышленный тип включает прожилково-вкрапленные, золото-сульфидно-кварцевые минерализованные зоны. Ко второму (жильному) типу относятся золотосодержащие кварцевые жилы и прожилки. Жильный тип распространен только на участке Мукодек в пределах четырех изученных минерализованных зон. Золото в пределах рудного поля присутствует в самородном виде в форме тонких пластин и в сульфидах в форме неправильных обособлений. Пробность золота достигает 928–943.

Важно отметить, что ореолы рассеяния золота связаны лишь с площадями распространения вулканогенно-осадочных пород ушмуканской свиты и совершенно не характерны для выходов иных типов горных пород, встречающихся на рассматриваемой территории. Это обстоятельство позволяет рассматривать вулканогенные образования позднего рифея в качестве поставщиков «ювенильного» золота в область его первичного накопления.

Полученные в ходе проведенных исследований результаты позволяют предположить, что разломы в данном случае выступают в роли основных рудоконтролирующих структур, в зоне влияния которых концентрируется как потенциально продуктивные, так и небольшие по объемам скопления золота месторождения и рудопроявления, слагающие рудное поле отчетливо приразломного типа.

Последовательность проявления трех дискретно проявленных метаморфических событий могла способствовать постепенному перераспределению первоначально рассеянного в породах островодужной ассоциации золота в высокопроницаемые приразломные области и его финальному концентрированию в рудных метасоматитах. При этом процесс формирования рудных метасоматитов также не являлся одноактным. На ранней, более высокотемпературной и насыщенной богатыми кремнием флюидами стадии, произошло формирование золото-кварцевых руд, а в последующем, когда окислительный потенциал флюидной составляющей в системе флюид – порода понизился, пришла очередь формирования золото-сульфидных руд. При этом и первая, и вторая стадии имели место на фоне затухания тектоно-термальных событий, связанных с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными процессами и синхронными сдвиговыми деформациями.

Таким образом, последовательность формирования золоторудного поля Мукодек может быть представлена в следующем виде.

В позднем рифее (неопротерозое) вблизи южной окраины Сибирского кратона в периокеанических условиях происходило формирование надсубдукционных офиолитовых (шаманский, парамский комплекс и др.) и потенциально относительно обогащенных золотом островодужных ассоциаций (келянская и ушмуканская свиты). В последующем фрагменты этих ассо-

циаций сформировали фундамент Келянского террейна, процессы амальгамации которого с кратонным Муйским террейном отмечены внедрением в породы «рамы» магматических образований муйского комплекса, чье термальное воздействие могло вызвать первый этап ремобилизации рудного вещества, поступившего в верхние горизонты коры в составе относительно «обогащенных» островодужных образований. На завершающей стадии на фоне сдвиговых деформаций произошло заложение Мукодекского и Мукодекско-Янского разломов, анализ характера размещения которых на площади рудного поля отчетливо свидетельствует в пользу их позднерифейского заложения. В последующем именно система этих разломов контролировала все рудогенерирующие процессы на рассматриваемой территории. Вероятно, на этом этапе произошло первое перераспределение «ювенильного» золота и его концентрирование в тех областях, которые фиксируют приразломные области, разделяющие вулканиты ушмуканской свиты и породы (главным образом, габброиды) муйского комплекса.

В позднебайкальский этап (~ 630 млн лет) происходили аккреционно-коллизийные процессы, в которые был вовлечен Келянский островодужный террейн, а несколько позже (~ 620 млн лет назад) весь коллаж периокеанических и аккреционно-коллизийных образований, слагающих этот террейн, был причленен к южному флангу Сибирского кратона [10]. При этом вулканиты ушмуканской свиты, изначально несколько обогащенные золотом, испытали повторную метаморфическую переработку, тектонические деформации и определенную ремобилизацию рудных компонентов.

Последующий, раннепалеозойский (~ 470 млн лет) этап активизации, сопровождавшийся метаморфизмом и сдвиговыми перемещениями вдоль разломов северо-восточного простирания, был обусловлен коллизией фронтальной части байкалид Байкало-Муйского комплекса, к которой относятся и Келянский террейн с Баргузино-Витимским супертеррейном. Этап завершился аккрецией и становлением структуры Сибирского палеоконтинента. Транспорт вещества на протяжении этого этапа осуществлялся в северо-восточном направлении [12] вдоль системы разломов, заложившихся в позднем рифее. Таким образом, можно предположить, что последовательность проявления трех дискретно проявленных метаморфических событий, сопровождавшихся однонаправленными латеральными перемещениями, могла способствовать постепенной ремобилизации рудного вещества. Первоначально рассеянное в островодужных вулканитах золото было мобилизовано в высокопроницаемые для флюидов приразломные области и локализовано в рудных метасоматитах.

Проведенные исследования, как и работы предшественников [обзор в 4], не показали какой-либо связи между формированием золотого оруденения в пределах рудного поля Мукодек и позднепалеозойскими гранитодами конкудеро-мамаканского комплекса. Можно предположить, что тектономагматическая активность позднего палеозоя, проявившаяся на рассматриваемой территории, не оказывала существенного воздействия на ранее сформировавшиеся рудопроявления в пределах изученного золоторудного поля.

Полученные результаты свидетельствуют в пользу отнесения золоторудного поля Мукодек к золото-кварц-сульфидной формации метаморфогенно-метасоматического типа (согласно [5]), а его возраст, на основе геологических данных и по аналогии с возрастом основных рудопроявлений и месторождений золота Северного Прибайкалья (обзор в [4]), по-видимому, может рассматриваться как каледонский.

При этом высокие содержания золота, достигающие в отдельных пробах метасоматитов 52 г/т, позволяют позиционировать мукодекский тип оруденения в качестве вполне сопоставимого конкурента коренному золоту «черных сланцев» Бодайбинского рудного района.

### Список литературы

1. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1 : 2 000 000 / А. Н. Булгатов, И. В. Гордиенко, П. Ф. Зайцев, В. И. Турунхаев. – Улан-Удэ : Геол. ин-т СО РАН, 2004. – CD-ROM.
2. *Ванин В. А.* Геология и этапы формирования золоторудного поля Мукодек (Северное-Прибайкалье) / В. А. Ванин, Д. П. Гладкочуб // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. – 2014 (в печати).
3. *Иванов А. И.* Золотоносность Байкало-Патомской металлогенической провинции : дис. ... д-ра геол.-минерал. наук : 25.00.11 / А. И. Иванов. – М., 2010. – 348 с.
4. *Корольков А. Т.* Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири / А. Т. Корольков. – Иркутск : ИГУ, 2007. – 251 с.
5. *Мельников В. Д.* Золоторудные гидротермальные формации / В. Д. Мельников. – Владивосток : АмурКНИЦ, 1984. – 131 с.
6. Биогенно-седиментационные факторы рудообразования в неопротерозойских толщах байкало-патомского региона / В. К. Немеров, А. М. Станевич, Э. А. Развозжаева, А. Е. Будяк, Т. А. Корнилова // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 9, № 5. – С. 729–747.
7. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов каралон-мамаканской зоны байкало-муйского пояса: новые U-Pb-данные по циркону / Е. Ю. Рыцк, А. Ф. Макеев, В. А. Гребовицкий, А. М. Федосеенко // Докл. Акад. наук. – 2007. – Т. 415, № 4. – С. 535–538.
8. Байкало-Муйский пояс: возраст, этапы формирования и эволюция корообразования (U-Pb и Sm-Nd изотопные свидетельства) / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. – М., 1999. – Т. 2. – С. 93–95.
9. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd-изотопные данные / Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, А. Ф. Макеев, Е. С. Богомолов, Н. Г. Ризванова // Геотектоника. – 2009. – № 4. – С. 16–26.
10. Изотопная структура и эволюция континентальной коры Восточно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса / Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, В. В. Ярмолук, В. И. Коваленко, Е. С. Богомолов, А. Б. Котов // Геотектоника. – 2011. – № 5. – С. 17–51.
11. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области / Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, В. И. Коваленко, В. В. Ярмолук // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 23–51.
12. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные / Е. Ю. Рыцк, В. П. Ковач, А. Ф. Макеев, Е. С. Богомолов, Н. Г. Ризванова // Геотектоника. – 2009. – № 4. – С. 16–26.

13. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса / Е. Ю. Рыцк [и др.] // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 3–15.

14. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene / F. M. Gradstein, J. G. Ogg, A. G. Smith, W. Bleeker, L. Lourens // Episodes. – 2004. – Vol. 27, N 2. – P. 83–100.

## Features of the Mukodek-type Gold Mineralization (Northern Baikal Area)

V. A. Vanin, D. P. Gladkochub, A. T. Korolkov

**Abstract.** Brief description of the geological structure and main ore-controlling structures of the Mukodek gold ore-field are presented. The result of the investigation allowed us propose that three stages of the rock metamorphic and tectonic reworking were responsible for progressive redistribution of gold which was initially scattered in island-arc related rock associations into near-fault high-porous areas and final gold concentration in metasomatites. It is proved that the gold ore-field Mukodek belongs to the gold-quartz-sulfide formation of the metamorphic-metasomatic type. The age of gold mineralization within the ore-field Mukodek was suggested as early Paleozoic.

**Keywords:** metasomatites, gold-bearing field, ore genesis, metamorphism, faults, Northern Baikal area.

*Ванин Вадим Александрович*  
ведущий инженер  
Институт земной коры СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
тел.: (3952) 42-71-17

*Vanin Vadim Aleksandrovich*  
Leading Engineer  
Institute of the Earth's Crust SB RAS  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033  
tel.: (3952) 42-71-17

*Гладкочуб Дмитрий Петрович*  
доктор геолого-минералогических наук  
директор, зав. лабораторией  
Институт земной коры СО РАН  
664033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
тел.: (3952) 42-44-74

*Gladkochub Dmitrii Petrovich*  
Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy), Director, Leader of Laboratory  
Institute of the Earth's Crust SB RAS  
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033  
tel.: (3952) 42-44-74

*Корольков Алексей Тихонович*  
доктор геолого-минералогических наук,  
профессор, зав. кафедрой геологии  
и геофизики  
Иркутский государственный университет  
664003, г. Иркутск, ул. К. Маркса, 1  
тел.: (3952) 24-32-80

*Korolkov Aleksei Tikhonovich*  
Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy), Professor, Head of Geology and Geophysics of Department  
Irkutsk State University  
1, K. Marx st., Irkutsk, 664003  
tel.: (3952) 24-32-80