

УДК 553.41:553.061.17"6131"(571)

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ МУКОДЕК

В.А. Ванин¹, Д.П. Гладкочуб², А.Т. Корольков³, Ю.П. Бурзунова⁴

^{1,2,4}Институт земной коры СО РАН, 664033, Россия, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128.

³Иркутский государственный университет, 664003, Россия, г. Иркутск, ул. Карла Маркса, 1.

Дана характеристика геологического строения и этапности структурного развития золоторудного поля Мукодек. При разработке структурно-динамической модели рудного поля применялись методы структурно-парагенетического, петрогеохимического и террейнового анализа.

Установлено, что золотое оруденение рудного поля Мукодек связано с формированием островодужного Келянского террейна, с его аккрецией к Северо-Азиатскому кратону, с внутриплитными процессами развития Олоkitского рифтогенного прогиба и, главное, с неоднократной активизацией рудоконтролирующего Мукодекского разлома.

Показано, что тектонические подвижки по разлому приводили к мобилизации золота из пород островодужной формации, его перемещению в зоны приразломного расланцевания и повышенной трещиноватости и последующему отложению при смене полей напряжений.

Выделены три основных этапа структурного развития территории: дорудный, рудный и пострудный.

В дорудный раннебайкальский этап сформировалась мощная вулканическая островодужная келянская толща, в состав которой входит рудовмещающая для рудного поля ушмуканская свита, образовались габброиды муйского комплекса и зародилась зона Мукодекского левосдвигового разлома.

В рудный позднебайкальский этап происходило развитие приразломных зон расланцевания и образование рудных метасоматитов в условиях правосторонних сдвиго-сбросовых перемещений по Мукодекскому разлому и левых сдвиго-сбросовых смещений по Мукодекско-Янскому разлому, при смене полей напряжений происходило перераспределение золота с формированием золоторудных тел.

В пострудный раннепалеозойский этап в условиях сохранения правостороннего сдвиго-сбросового поля напряжений по Мукодекскому разлому (без существенных смещений) формировались гранитоиды Конкудеро-Мамаканского комплекса и неминерализованная трещиноватость.

Представленная структурно-динамическая модель рудного поля Мукодек может быть уточнена и доработана при получении новых материалов в процессе поисково-разведочных и добычных работ, а также при проведении тематических исследований.

Библиогр. 11 назв. Ил. 5

Ключевые слова: рудное поле; золото; разлом; минерализованная зона; метасоматиты.

GEOLOGICAL-STRUCTURAL MODEL OF MUKODEK GOLD-ORE FIELD FORMATION

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

Institute of the Earth's Crust SB RAS, 128 Lermontov St., Irkutsk, 664033, Russia.

Irkutsk State University, 1 Karl Marx St., Irkutsk, 664003, Russia.

The article describes the geological structure and the stages of structural development of the Mukodek gold field. The structural and dynamic model of the ore field has been developed with the use of the methods of structural and paragenetic, petrogeochemical and terrane analysis.

¹Ванин Вадим Александрович, ведущий инженер, тел.: 89149073474, e-mail: balagan-2000@mail.ru

Vanin Vadim, Leading Engineer, tel.: 89149073474, e-mail: balagan-2000@mail.ru

²Гладкочуб Дмитрий Петрович, директор, зав. лабораторией, доктор геолого-минералогических наук, тел.: (3952) 424474, факс: (3952) 427000, e-mail: gladkochub@mail.ru

Gladkochub Dmitry, Director, Head of the Laboratory, Doctor of Geological and Mineralogical sciences, tel.: (3952) 424474, fax: (3952) 427000, e-mail: gladkochub@mail.ru

³Корольков Алексей Тихонович, доктор геолого-минералогических наук, тел.: (3952) 243280, e-mail: baley51@mail.ru

Korolkov Aleksei, Doctor of Geological and Mineralogical sciences, tel.: (3952) 243280, e-mail: baley51@mail.ru

⁴Бурзунова Юлия Петровна, ведущий инженер, тел.: 89021777811, e-mail: burzunova@crust.irk.ru

Burzunova Yuliya, Leading Engineer, tel.: 89021777811, e-mail: burzunova@crust.irk.ru

Gold mineralization of the Mukodek ore field occurred due to the formation of island arc Kelyansky terrane, and its accretion to the North Asian craton, with the intraplate development processes of the Olokitsky rift depression and, what is most important, with repeated activation of the ore-controlling Mukodeksky fault.

It is shown that tectonic movements along the fault led to the mobilization of gold from the rocks of island arc formation, its movement to the fault zones of schistosity and increased fracturing with the subsequent deposition under the change in stress fields.

The structural development of the area is divided into three main stages: pre-ore, ore and post-ore.

Pre-ore Early Baikal stage is characterized with the formation of a powerful volcanic island arc Kelyanskaya strata, which includes ore-field hosting Ushmukanskaya suite; the formation of Muisky complex gabbroids and the origination of the zone of Mukodek sinistral strike-slip fault zone.

The ore Late Baikal stage is marked by the development of fault zones of schistosity and the formation of ore metasomatic rocks under conditions of dextral shear-faulting movements along the Mukodek fault and sinistral shift-fault displacements along the Mukodek-Yansky fault. Redistribution of gold resulting in the formation of gold bodies occurred under changes in stress fields.

In the post-ore Early Paleozoic stage under conditions of existing dextral shift-fault stress field along the Mukodek fault (without significant displacements) the formation of granitoids of Konkudero-Mamakansky complex and non-mineralized fracturing took place.

The presented structural and dynamic model of the Mukodek ore field can be specified and improved on the basis of new data obtained through exploration, mining, and carrying out case studies.

11 sources. 5 figures

Key words: ore field; gold; fault; mineralized zone; metasomatites.

Введение. В 60-е годы прошлого столетия на северо-западе Байкальской складчатой области в устье рек Лево́й и Право́й Ма́мы при заверке магнитной аномалии, выявленной Монюканской партией геологосъемочной экспедиции ИТГУ (А.Н. Артемьев, Ю.П. Цыпуков, 1963), обнаружено Мукодекское золоторудное проявление и проведены поисковые работы (В.И. Губарь, Г.Х. Бре́ева, 1968). Позже в результате поисково-оценочных работ (С.Н. Рожок и др., 1995; В.А. Шеметов, 2008; А.С. Исаков, 2009; В.Г. Молочный, 2012) оно было выделено в золоторудное поле.

Геотектоническая позиция золоторудного поля Мукодек (рис. 1) определяется его приуроченностью к Байкало-Муйскому поясу Байкальской складчатой области и размещается в поздне-рифейском кристаллическом субстрате Янской островодужной зоны вблизи ее границы с Олоки́тской зоной [11]. Янская зона входит в состав Келя́нского островодужного террейна [3].

Стратиграфические комплексы, принимающие участие в геологическом строении района (рис. 2), представлены метаморфическими образованиями поздне-рифейского возраста. В пределах Янской зоны выделяются [6] ушму́канская и горбы́льская свиты, а в пределах

Олоки́тской зоны – итыки́тская, ондо́кская, авго́льская и холо́днинская свиты.

Ушму́канская свита (R_3 *ush*) является [8] аналогом известной келя́нской свиты (824 ± 2 млн лет), которая развита во всех районах Муйской зоны и представлена метаморфизованными (зеленосланцевая фация) вулканогенно-осадочными образованиями.

Горбы́льская свита (R_3 *gl*) сложена преимущественно мелкозернистыми, метаморфизованными (зеленосланцевая фация) мономиктовыми терригенными породами: алевролитами, алевропесчаниками и реже песчаниками, редко гравелистыми.

Итыки́тская свита (R_3 *it*) в пределах рассматриваемой площади включает метаморфизованные известняки, реже – метамергели, зеленые ортосланцы по вулканогенным породам, парасланцы, в том числе углеродсодержащие, и метапесчаники. Для свиты характерно грубое и тонкое чередование всех указанных пород.

Ондо́кская свита (R_3 *on*) представлена сланцами различного состава (часто углеродсодержащими), метапесчаниками (в том числе известковистыми, углеродистыми и гравелистыми), песчанистыми известняками.

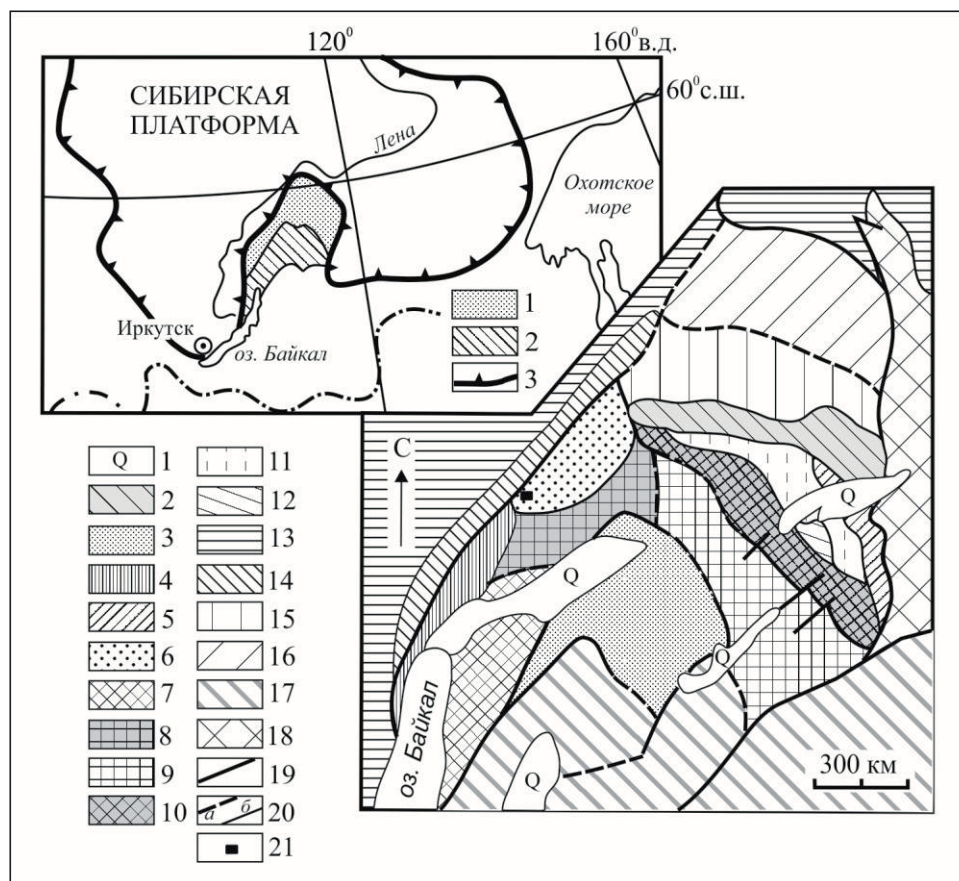


Рис. 1. Схема тектонических зон, блоков и террейнов Байкальской складчатой области [6]:

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; 7–11 – Анамакит-Муйская зона и ее подзоны: 7 – Светлинская, 8 – Угдокитская, 9 – Бамбуйско-Олиндинская, 10 – Келяно-Иракидинская, 11 – Муйская; 12 – Киндиканский блок Муйской подзоны; 13–16 – Байкало-Патомский складчатый пояс: 13 – Кутимская, Мамская, Патомская зоны, 14 – Олоkitская 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

Авгольская свита ($R_3 av$) сложена метапесчаниками, часто известковистыми, песчанистыми известняками с углеродистым веществом, подчиненное распространение имеют углеродистые сланцы.

Холоднинская свита ($V_1 hl$) перекрывает рифейские образования со структурным несогласием в северной части рудного поля Мукодек. На рассматриваемой площади к ней относятся метаморфизованные полимиктовые конгломераты и гравелиты (в основании разреза), аркозовые, редко кварцевые метапесчаники и выходы конгломератов,

ранее входившие в состав монюканской свиты.

Магматические образования района представлены муйским и таллаинским комплексами позднего рифея и конкудеро-мамаканским комплексом позднего палеозоя.

Муйский комплекс ($R_3 ms$) с возрастом 812 млн лет [8] в пределах золоторудного поля представлен двумя фазами. К первой фазе отнесены мигматизированные и расслоенные габбро. Это зеленовато-серые, среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые породы полосчатой (гнейсовидной) текстуры.

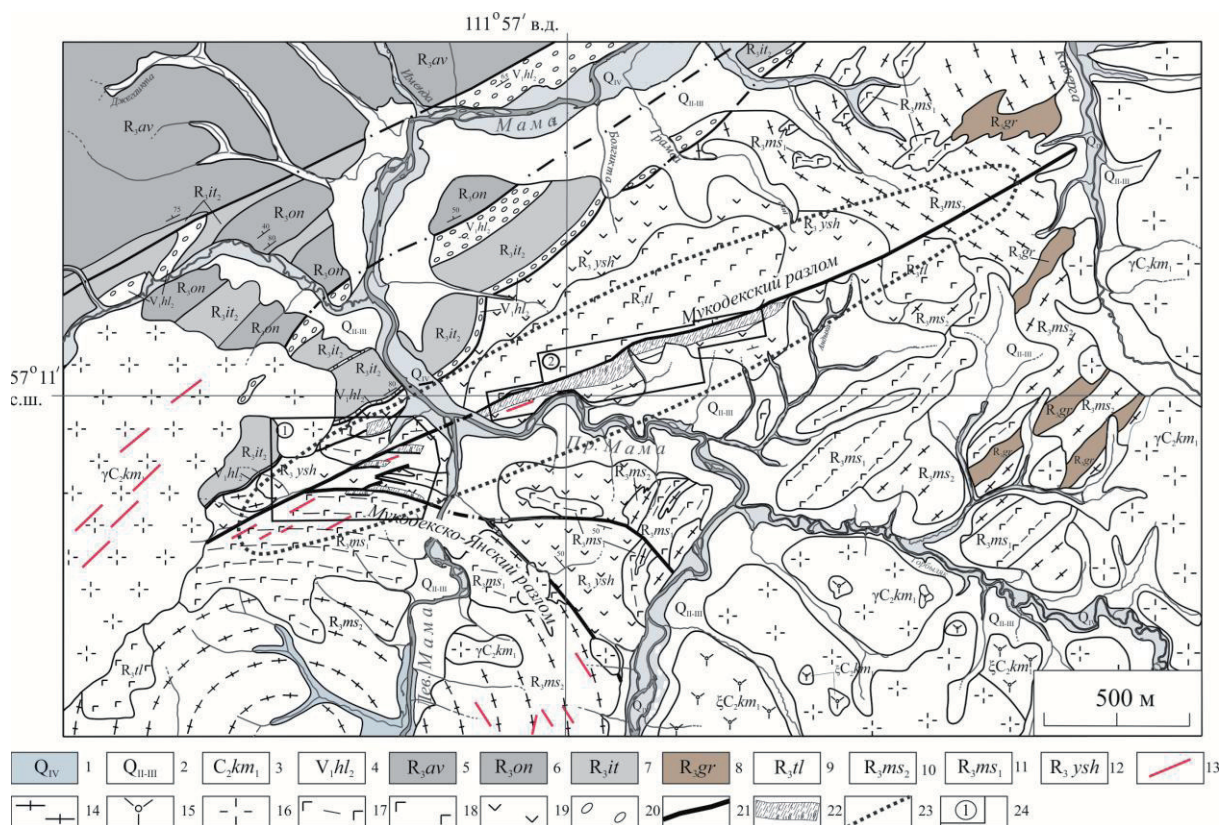


Рис. 2. Обзорная геологическая схема золоторудного поля Мукодек

(по материалам В.Г. Молочного, 2012, с изменениями и актуализацией В.А. Ванина):

1 – современные валунно-галечные и песчаные аллювиальные отложения русел и пойм; 2 – средневерхнечетвертичные отложения объединённые; 3 – конкудеро-мамаканский комплекс; 4 – холоднинская свита; 5 – авгольская свита (метаморфизованные песчаники, известковистые и гравелистые песчаники, гравелиты, алевролитовые и филлитовидные сланцы); 6 – ондокская свита (ритмичное переслаивание сланцев кварц-серицитовых, в том числе углеродсодержащих и метапесчаников кварцевых, аркозовых, известковистых, углеродсодержащих, гравелистых); 7 – итыкитская свита (переслаивание алевросланцев, метапесчаников, метагравелитов, сланцев по вулканогенным породам, горизонты кристаллических известняков); 8 – горбылякская свита (алевролиты, алевропесчаники, песчаники, редко гравелистые); 9 – талаинский комплекс; 10-11 – муйский комплекс: 10 – 2 фаза, 11 – 1 фаза; 12 – ушмуканская свита; 13 – дайки конкудеро-мамаканских гранитов; 14 – плагиогранито-гнейсы; 15 – сиениты; 16 – граниты; 17 – полосчатое габбро; 18 – массивные габбро; 19 – вулканы; 20 – конгломераты; 21 – тектонические нарушения; 22 – зоны золотоносных метасоматитов лиственит-березитовой формации слюди-сто-карбонатно-кварцевого состава; 23 – примерные границы золоторудного поля Мукодек; 24 – границы участков детализации, 1 – Мукодек, 2 – Правомамский

Структура породы – габбровая, blasts-габбровая, реже – нематогранобластовая и лепидогранобластовая. Минеральный состав: плагиоклаз, роговая обманка, биотит, редко кварц.

Вторая фаза – серые, зеленовато-серые, средне-крупнозернистые, иногда порфиридные плагиограниты. Породы комплекса в значительной мере метаморфизованы и превращены в плагиогранито-гнейсы. Плагиограниты представляют собой серые, зелено-серые и розоватые породы, от мелко- до крупнозернистых, массивные, гнейсовидные и

сланцеватые. Они имеют гипидиоморфнозернистую, иногда порфиридную структуры, сланцеватую, неотчетливо сланцеватую и реликтовую, гнейсовидную и массивную текстуры. Минеральный состав плагиогранитов: плагиоклаз сосюритизированный, кварц, темноцветные минералы: биотит, мусковит, эпидот, роговая обманка и акцессорные минералы: сфен, апатит и циркон.

Плагиогранито-гнейсы имеют серый и зелено-темно-серый цвет, гранолепидобластовую и лепидобластовую структуры, гнейсовидную текстуру. В

их составе отмечены роговая обманка, плагиоклаз соссюритизированный и кварц.

Габбро *таллаинского комплекса* ($V_1 tl$) с возрастом 604 ± 7.4 млн лет [7] выделяются как наиболее «свежие», массивные, равномернозернистые породы, отделенные от рассланцованного габбро муйского комплекса тектонической или интрузивной границей. Структура габброидов таллаинского комплекса – реликтовая, в комбинации с пегматитовой. Породообразующими являются минералы группы эпидота, зеленая роговая обманка, второстепенными – кварц, мусковит, лейкоксен, хлорит, окислы железа. Среди аксессуаров отмечается апатит.

Гранитоиды *конкудеро-мамаканского комплекса* ($C_2 kt$) с возрастом 320 млн лет разделены на две фазы.

Первая фаза представлена гранитами, граносиенитами, сиенитами и редко диоритами. По составу среди них выделяются лейкократовые биотитовые, биотит-пироксеновые, пироксеновые, биотит-амфиболовые разновидности. В центральных частях массивов распространены лейкократовые граниты, которые ближе к периферии постепенно сменяются более меланократовыми разновидностями, сиенитами, гранодиоритами и диоритами. По структурно-текстурным признакам в породах первой фазы выделяются неравномерно-среднезернистые, порфириовидные крупно- и среднезернистые, мелкозернистые с массивной, неотчетливо трахитоидной и полосчатой текстурами. Основными структурами являются гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая и порфириовидная. Главные породообразующие минералы – плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин), микроклин, кварц; второстепенные – биотит, пироксен, амфибол; аксессуарные – циркон, сфен, апатит, магнетит, ортит и турмалин.

Вторая фаза конкудеро-мамаканского комплекса включает биотитовые мелко- и среднезернистые граниты и

лейкограниты. При этом повсеместно устанавливаются факты прорывания гранитоидами второй фазы пород первой фазы комплекса с наличием в области эндоконтактов зон закалки шириной от нескольких сантиметров до нескольких метров. Гранитоиды второй фазы – однообразные породы розовой и розовато-серой окраски, массивной текстуры. Они имеют аллотриоморфнозернистую и гипидиоморфнозернистую структуры, массивную текстуру. Минеральный состав пород: микроклин, плагиоклаз, кварц, биотит. Аксессуарные минералы: апатит, циркон, магнетит, редко – монацит.

Широко развиты малые интрузии конкудеро-мамаканского комплекса, представленные дайками сиенит-порфириов, гранит-порфириов, риолит-порфириов. Они установлены как в пределах крупных массивов комплекса, так и во вмещающих породах. Дайки имеют протяженность до 5 км, мощность 0,3–20 м, северо-восточное ($50-60^\circ$) и субмеридиональное ($15-20^\circ$) простирание, крутое ($75-90^\circ$) падение.

Структурная позиция золоторудного поля определяется его приуроченностью к долгоживущему глубинному Мукодекскому разлому и оперяющему его Мукодекско-Янскому разлому. Эти разломы являются докембрийскими образованиями и входят в систему Мамского разлома регионального масштаба [1]. Они имеют «сквозной» характер, пересекают и смещают породы разных комплексов. Зона сопряжения разломов показана на уч. Мукодек (рис. 2, 3).

Мукодекский разлом имеет четкую выраженную линейную конфигурацию, простирание сместителя ВСВ $70-80^\circ$, падение крутое ССЗ $60-70^\circ$, участками наблюдается выполаживание до $45-30^\circ$.

Мукодекско-Янский разлом также имеет хорошо выраженную линейность, простирание его субширотное, ВЮВ, падение крутое ($70-85^\circ$) на юг.

Внутренняя структура разломов характеризуется интенсивным развити-

ем элементов плоскостных дислокаций: сланцеватости и рассланцевания пород и сопряженной с ними мелкой складчатости, метаморфической (метасоматической) полосчатости, секущих и согласных со сланцеватостью кварцевых и кварц-анкеритовых прожилков, зон брекчирования, будинажа и других продуктов дислокационного метаморфизма. Прожилки, как правило, заполняют собой «тени давления» в замках мелких складок и возникающих при их формировании трещинах отрыва. Редкие кварцевые жилы имеют мощность от нескольких десятков сантиметров, в редких случаях, до 1–3 метров. Жилы не протяженные по простиранию и падению и обычно убого минерализованные либо безрудные.

Вблизи разломов породы ушмуканской свиты и муйского комплекса интенсивно тектонизированы, а поверхности рассланцевания всех тектонизированных пород совпадают с простиранием разлома.

Рудовмещающими породами золоторудного поля Мукодек являются вулканогенно-осадочные отложения *ушмуканской свиты* (R_3 *ush*).

Разрез ушмуканской свиты (R_3 *ush*) в пределах рудного поля характеризуется чередованием кварц-амфибол-эпидотовых, хлорит-амфибол-кварц-эпидотовых, хлорит-серицит-кварцевых и мусковит-эпидот-кварцевых ортосланцев.

Кварц-амфибол-эпидотовые ортосланцы имеют ориентированную, реликтовую и трахитоидную текстуры. Структура их гранонематобластовая, псевдоморфная, часто с замещениями.

Хлорит-амфибол-кварц-эпидотовые ортосланцы имеют полосчато-сланцеватую текстуру и реликтовую порфиroidную структуру.

Карбонатизированные хлорит-серицит-кварцевые ортосланцы имеют очково-сланцеватую, плейчатую текстуру. Структура – реликтовая, призматически зернистая, лепидогетерогра-

нобластовая, пойкилобластовая. Мусковит-эпидот-кварцевые ортосланцы обладают очково-сланцеватой, полосчатой текстурой. Структура – порфиroidбластовая, лепидогетерогранобластовая.

Позднерифейские породы ушмуканской свиты, муйского и таллаинского комплексов принадлежат к островодужной вулканоплутонической ассоциации [11]. Можно предположить, что на рассматриваемом участке породы островодужной специфики были изначально обогащены ювенильным золотом, и концентрирование металла в минерализованных зонах происходило в результате многоэтапного перераспределения рудного компонента из вмещающих толщ.

Золоторудная минерализация. В пределах рудного поля Мукодек золото распространено в виде минерализованных зон. Они детально изучены на двух опосредованных участках – Мукодекском (рис. 3) и Правомамском (рис. 4), которые идентичны по геологоструктурным особенностям.

Минерализованные зоны представляют собой совокупность золотосодержащей анкерит-кварцевой, кварцевой жильно-прожилковой, прожилково-вкрапленной и вкрапленной сульфидной (пиритовой) минерализации.

Наблюдаются некоторые признаки латеральной и вертикальной зональности в строении минерализованных зон. Особенностью периферических частей зон является катаклаз, перекристаллизация, формирование бластокатаклазитовой структуры и частичное замещение исходной породы агрегатом вторичных минералов – мелкокрапленным «бурым» шпатом, листоватым зеленым хлоритом (по основным эффузивам). При замещении пород кислого состава на периферии зон часто формируются тонколистоватые филлитовидные мусковит-кварцевые тектоносланцы.

Центральные части зон представлены метасоматитами серицит (фуксит)-альбит-анкерит-кварцевого состава, в

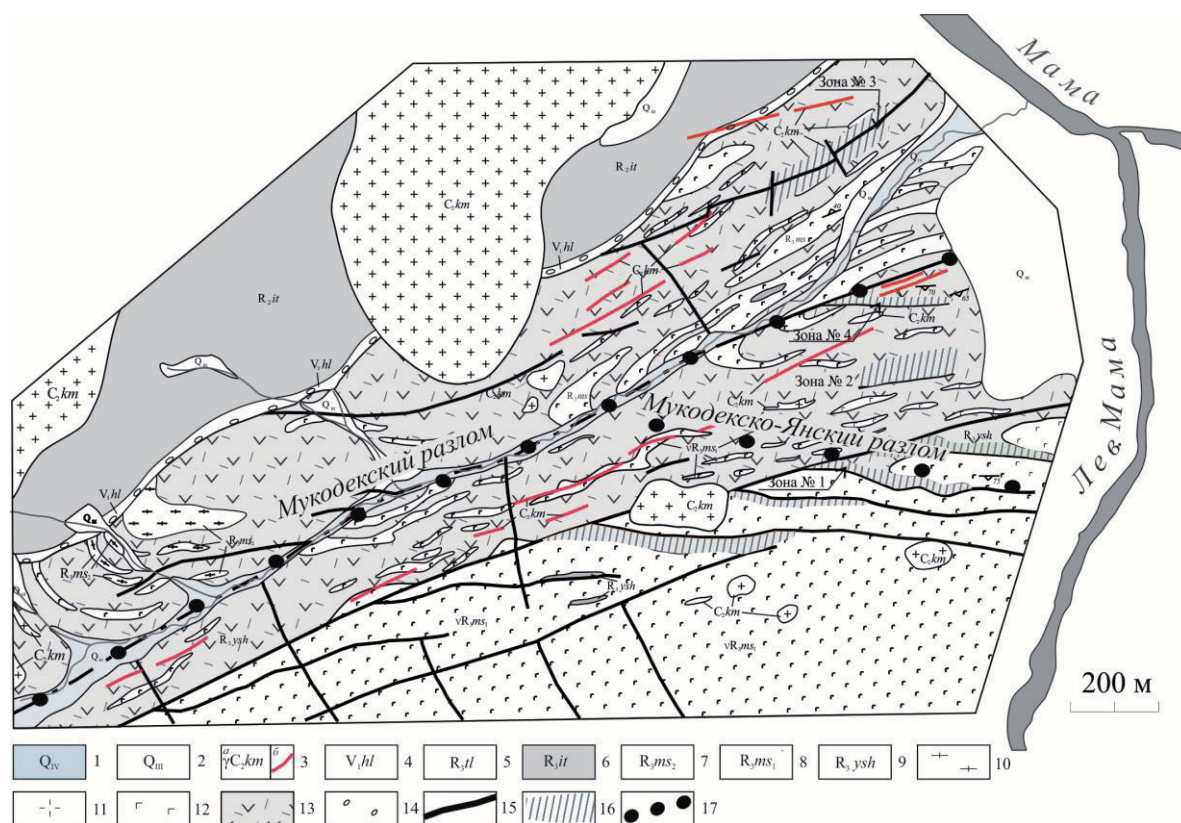


Рис. 3. Геологическая схема участка Мукодек

(по материалам В.Г. Молочного, 2012, с изменениями и актуализацией В.А. Ванина):

1 – средне- и верхнечетвертичные отложения объединённые; 2 – современные валуно-галечные и песчаные аллювиальные отложения русел и пойм; 3 – конкудеро-мамаканский комплекс; 4 – холоднинская свита; 5 – галлаинский комплекс; 6 – итыкитская свита (переслаивание алевросланцев, метапесчаников, метагравелитов, сланцев по вулканогенным породам, горизонты кристаллических известняков); 7–8 – муйский комплекс: 7 – 1 фаза, 8 – 2 фаза; 9 – ушмуканская свита; 10 – плагиогранито-гнейсы; 11 – граниты; 12 – габбро; 13 – вулканиты; 14 – конгломераты; 15 – тектонические нарушения; 16 – зоны золотоносных метасоматитов лиственит-березитовой формации слюдисто-карбонатно-кварцевого состава; 17 – осевые линии разломов

различной степени сульфидизированными. Отмечается увеличение, содержания пирита с глубиной. Геологические границы проявления золоторудной минерализации совпадают с границами тел метасоматитов.

Метасоматиты на рассматриваемой территории формировались в два этапа. Метасоматиты раннего этапа представлены мелко-, среднезернистым агрегатом серицит–анкерит–альбит–кварцевого состава. Метасоматиты позднего этапа представлены крупнокристаллическим кварц–анкеритовым агрегатом, который иногда тяготеет к замковым частям мелких складок.

Анализ распределения золота в представленных породах на рассматриваемой территории показал, что все промышленные содержания золота связаны лишь с метасоматитами, образованными по вулканитам ушмуканской свиты. Содержания золота в метасоматитах по вулканогенно-осадочной толще достигают 20–36 г/т, редко 70 г/т. В метасоматитах по габброидам содержания золота не превышают 0.8 г/т. В метасоматитах по гранитоидам муйского комплекса не представляется возможным выделить рудные тела, соответствующие кондиционным параметрам, хотя в единичных пробах наблюдается содержание золота до 2,0 г/т.

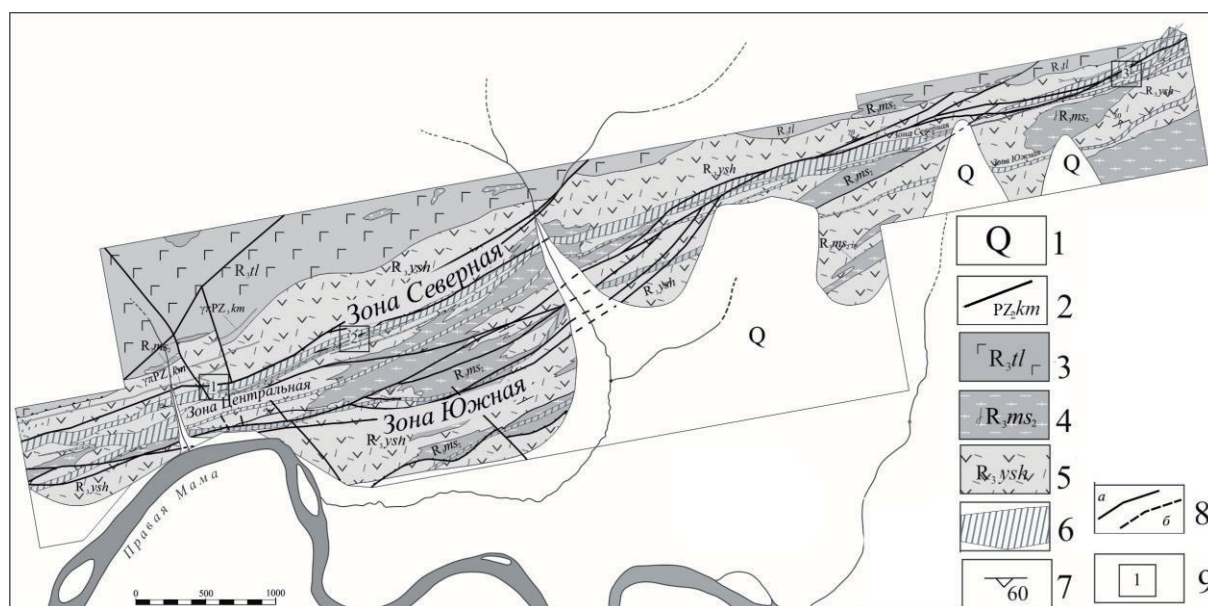


Рис. 4. Геологическая схема участка Правомамский

(по материалам В.Г. Молочного, 2012, с изменениями и актуализацией В.А. Ванина):

1 – четвертичные отложения; 2 – граниты конкудеро-мамаканского комплекса; 3 – габбро таллаинского комплекса; 4 – плагиограниты муйского комплекса; 5 – вулканиты ушмуканской свиты; 6 – зоны метасоматитов березитовой и лиственитовой формаций; 7 – элементы залегания сланцеватости; 8 – разломы, выходящие на земную поверхность (а) и перекрытые четвертичными отложениями (б); 9 – участки массовых замеров трещиноватости

Структура рудного поля. В пределах золоторудного поля Мукодек пространственно выделены 7 минерализованных зон (рис. 3, 4). В четырёх из них разведаны рудные тела с промышленными запасами рудного золота.

Минерализованные зоны рудного поля парагенетически и пространственно связаны с зонами развития линейных дислокаций Мукодекского разлома (рис. 2, 3, 4) и оперяющего его Мукодекско-Янского разлома (рис. 3), которые выполняют рудоподводящую, рудоконтролирующую и рудолокализирующую функции. Кинематика перемещений по этим разломам изменялась в соответствии с геодинамическим развитием территории.

Минерализованные зоны имеют «сквозной» характер, как и зоны рудоконтролирующих разломов, – минерализация наблюдается в породах разного состава – габбро, плагиогранитах, вулканитах, парасланцах.

Рудные тела имеют длину от 100 до 1200 м, ширину от 0,8 до 9,9 м, среднее содержание золота 3,4 г/т. Зо-

лотое оруденение относится к прожилково-вкрапленному промышленному типу рудных зон, которые связаны с приразломной сланцеватостью.

Детальное изучение приразломных структурных форм (сланцеватости, трещиноватости и т.д.) позволяет восстановить условия деформации на разных этапах развития рудного поля и выделить дорудные, рудные и пострудные структуры.

Дорудные разломно-трещинные структуры на рассматриваемой территории формировались, вероятно, в течение раннебайкальского тектономагматического цикла. К таким структурам относится приразломная сланцеватость в безрудных породах. В зоне влияния Мукодекского разлома сланцеватость круто падает ($55-70^\circ$) на СЗ по азимуту $330-350^\circ$. В зоне влияния Мукодекско-Янского разлома сланцеватость имеет также крутое ($70-80^\circ$) падение по азимуту $170-180^\circ$.

Интенсивность рассланцевания во вмещающих породах увеличивается по мере приближения к минерализованным

зонам метасоматитов. Вдоль поверхностей рассланцевания наблюдаются кварцевые прожилки, интенсивность прожилкования увеличивается по мере приближения к минерализованным зонам метасоматитов. Мощность прожилков от нитевидных до нескольких сантиметров. Массовые замеры «безрудной» сланцеватости позволили выделить на сферограммах два максимума, соответствующие ориентировкам двух главных разломов – Мукодекского и Мукодекско-Янского.

Статистический анализ ориентировки сланцеватости и реконструкция ориентировок осей главных напряжений [2] указывает на то, что Мукодекский и Мукодекско-Янский разломы формировались как сколовые структуры в условиях субвертикального сжатия и СЗ растяжения. При этом по зоне Мукодекского разлома происходили малоамплитудные правые сдвиго-сбросовые смещения, а по зоне Мукодекско-Янского разлома – левые сдвиго-сбросовые смещения.

Рудовмещающие разломно-трещинные элементы структуры синрудного или внутрирудного этапа формировались, вероятно, в позднебайкальский тектономагматический цикл. Они представлены разрывами и трещинами трех систем с азимутами падения:

- 340–350 °, \angle 60–70° (иногда с выполаживанием до 30–45°);
- 180 °, \angle 80°;
- 90 °, \angle 40°.

Основной системой трещин является широтная система, выраженная интенсивным рассланцеванием и окварцеванием в метасоматитах. Окварцевание на начальном этапе развивалось по уже сформированной сланцеватости пород. Кварц этого этапа желтовато-серый, буровато-серый мелкозернистый, иногда массивный, часто переходит в сплошное по массе прокварцевание. Характерно включение железистых карбонатов в ассоциации с мелкокристаллическим пиритом, агрегаты которого также ориентированы вдоль сланцеватости.

Ориентировка рудной сланцеватости (в метасоматитах) практически всегда отличается от ориентировки безрудной сланцеватости (вне зоны метасоматитов) примерно на 10° по азимутам падения и до 30° по углам падения.

На этом же этапе происходило приоткрывание описанных трещин и развитие прожилкового окварцевания, вплоть до формирования штокверкоподобных зон. Кварц в зонах белый, часто с включениями альбита и железисто-магнезиальных карбонатов. Сульфидная минерализация богатая, представлена пиритом, пирротинном, халькопиритом, реже галенитом.

Сделанный ранее вывод о праводвиговых движениях по рудоконтролирующему Мукодекскому разлому подтверждается наличием в минерализованных зонах метасоматитов правосторонних складок волочения с азимутами падения осевых поверхностей 350–360°, \angle 30–50° и с погружением шарниров практически в этом же направлении и под теми же углами.

Пострудные разломно-трещинные элементы структуры представлены разрывами сколового типа и так называемой «немой» трещиноватостью на уч. Правомамский.

Их анализ с использованием структурно-парагенетического метода [9] путем сравнения (рис. 5) природной сети трещин с эталонными трещинными сетями позволяет определить поле напряжений, в котором сформированы изучаемая сеть трещин, парагенезис разрывов в зоне скальвания и морфогенетический тип разломной зоны. Основой анализа послужили массовые замеры трещиноватости на трех участках в пределах зоны Мукодекского разлома (рис. 4), по которым составлены стандартные круговые диаграммы (стереограммы). В процессе анализа на структурные диаграммы трещиноватости накладываются различные эталонные трещинные сети, из которых выбирается наиболее подходящий по совокупности совпадающих систем трещин. В природе обычно наблюдаются трещин-

ные сети с неполным набором эталонных разрывных систем, в связи с чем в тектонически активных регионах проявляется не одно поле напряжений, а несколько разновозрастных этапов активизации разломных зон. При этом в процессе парагенетического анализа возможно несколько решений с разной степенью достоверности, которая оценивается величиной угла скалывания, интенсивностью максимумов главной триады систем трещин [9; 10], разбросами плоскостей трещин у сопряженных систем в сторону оси растяжения [4], распределением на сферограмме трещин разной морфологии и генезиса [2].

На первом участке при анализе 116 замеров получено два решения (рис. 5, а, б, в) – парагенезис взброса (поле сжатия, рис. 5, б) и парагенезис сброса (поле растяжения, рис. 5, в) по плоскости разлома $350^\circ \angle 60^\circ$, это свидетельствует о различных напряженных состояниях в процессе геологического развития данного участка. При этом второе решение (сброс) на диаграмме выражено лучше: больше совпадающих с эталонными систем трещин, «правильный» разброс ориентировок трещин главного максимума.

На втором участке при анализе 76 замеров также выделено два парагенезиса (рис. 5, г, д, е) – взброса (рис. 5, д) и сброса (рис. 5, е), но в этом случае поле сжатия проявлено более четко.

На третьем участке при анализе 115 замеров (рис. 5, ж, з, к, л), кроме парагенезисов взброса (рис. 5 з) и сброса (рис. 5 к) с залеганием плоскости сместителя $345^\circ \angle 40^\circ$, выделен парагенезис субвертикального левого сдвига (рис. 5, л) с простиранием сместителя на СЗ 290° , но наиболее отчетливо проявлено на диаграмме поле растяжения (рис. 5, к), что может быть признаком интенсивности проявления в последний тектонический этап.

Реконструированное поле сжатия ССЗ–ЮЮВ подтверждается широким развитием сланцеватости вдоль плоскости разлома. Сжатие было достаточно интенсивное и, вероятно, имеет более

древний возраст, так как проявлено менее отчетливо по сравнению с полем растяжения. Наиболее слабо выражено в трещиноватости поле левого сдвига с приблизительной ориентировкой сжатия З–В и растяжения С–Ю. Его относительный возраст определить затруднительно. Восстановленное поле растяжения ССЗ–ЮЮВ проявлено в трещиноватости наиболее четко, оно, вероятно, – последнее (самое молодое) и относится к пострудному этапу, на котором продолжалось подновление Мукодекского разлома, о чём свидетельствует глинка трения в минерализованных зонах метасоматитов. Согласно диаграмме трещиноватости в рудном поле сохраняются правосторонние движения сбросо-сдвигового характера, о чем свидетельствует сеть сколовых трещин 2-го порядка с азимутами падения:

- $20^\circ, \angle 90^\circ$ (левый сдвиг);
- $140^\circ, \angle 90^\circ$ (правый сдвиг);
- $160^\circ, \angle 70^\circ$ (сброс).

Описанные послерудные разломы и трещины сколового типа образуют систему нарушений 2-го порядка, опережающих главный Мукодекский сместитель рудного поля.

В целом, анализируя все три участка, можно отметить, что в результате парагенетического анализа трещиноватости вблизи Мукодекского разлома выделено три типа полей напряжений, которые могли иметь место в истории развития разломной зоны: древнее поле сжатия, поле левого сдвига, имеющее малую степень достоверности, и поле растяжения последнего этапа геологического развития данной территории.

К пострудному тектоническому этапу также можно отнести крупные жилы и жильные поля молочно-белого, безрудного кварца, который является жильной производной (фазией) гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса и отражает проявление герцинского тектогенеза в рассматриваемом регионе.

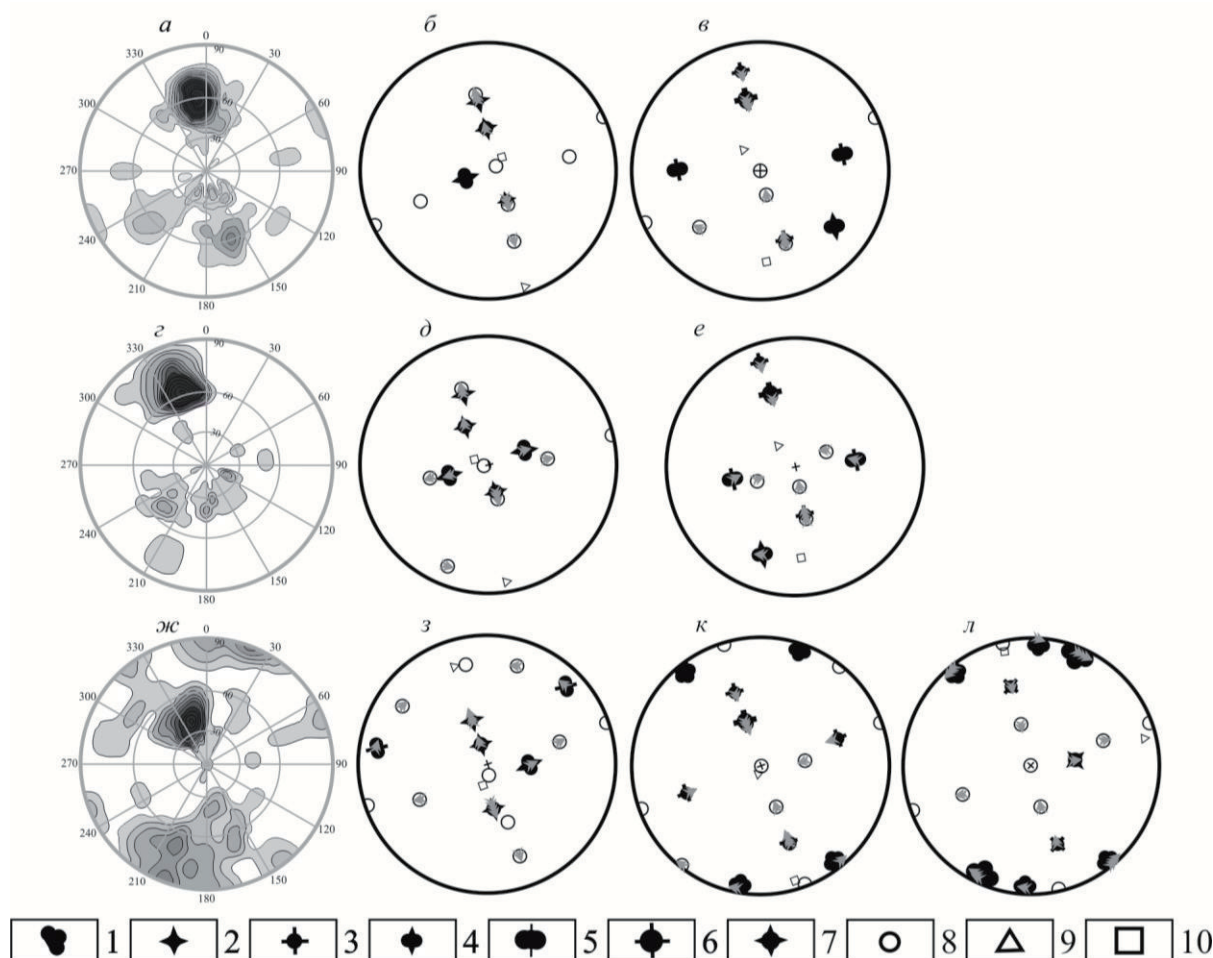


Рис. 5. Структурно-парагенетический анализ трещиноватости и его результаты:

1–7 – полюсы сместителей разного порядка и кинематического типа: 1 – сдвигов 1-го порядка, 2 – взбросов 2-го порядка, 3 – сбросов 2-го порядка, 4 – взбросо-сдвигов, 5 – сбросо-сдвигов, 6 – сбросов 1-го порядка, 7 – взбросов 1-го порядка; 8 – полюсы второстепенных и дополнительных систем трещин; 9 – ось максимального сжатия; 10 – ось растяжения;

а, г, ж – природные трещинные сети; б, в, д, е, з, к, л – разные варианты решения структурно-парагенетического анализа по сопоставлению природных и эталонных трещинных сетей

Пострудная система «молодых» трещин, проявленная лишь механическим дроблением и истиранием пород, характеризуется следующими элементами залегания:

- 270°, ∠80°;
- 40°, ∠75°;
- 135°, ∠20°.

Структурная модель формирования рудного поля. Для рассматриваемой территории можно выделить три этапа развития, соответствующие известным датировкам метаморфических и магматических комплексов района [6]. Они имели принципиальное значение для перераспределения золота и кон-

центрации его в строго определенных условиях геологической среды.

Первый раннебайкальский этап (1.0–0.72 млрд лет) в рассматриваемом районе проявился формированием мощной вулканической базальт-андезит-дацит-риолитовой келянской толщи (824 млн лет), в состав которой входит ушмуканская свита, внедрением габброидов муйского комплекса (812 млн. лет) и заложением зоны Мукодекского разлома как левосдвиговой структуры латерального выжимания (сдвиговой границы террейна), ограничивающей с северо-запада (в современных координатах) Келянский островодужный террейн. Вероятно, в это время

преобладало субмеридиональное сжатие в пределах рассматриваемой площади. Амплитуда левосдвиговых движений по Мукодекскому разлому составляла ~2,3 км, как это видно по смещению мелких тел габброидов позднерифейского муйского комплекса, ориентированных субсогласно со складчатостью в северо-восточном направлении (см. рис. 3). Не исключено, что косая приразломная аккреция Келянского островодужного террейна и зона Мукодекского складчатого левого сдвига сформировались одновременно с Бодайбинским поддвиговым ороклином, который выделяется к северу от рассматриваемой площади в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, образовавшегося на пассивной континентальной окраине Северо-Азиатского (Сибирского) кратона [3, 5]. Возможно, в результате этого произошла экстракция ювенильного золота в гидротермальные растворы из вулканических пород.

Второй позднебайкальский этап (0.72–0.59 млрд лет) связан с деформациями в зоне главного Мукодекского и оперяющего Мукодекско-Янского разломов, которые характеризуются развитием приразломных зон расланцевания в рудных метасоматитах, соответственно ориентированных: СВ при угле падения 50° на СЗ (Мукодекская) и широтного простирания с падением на юг под углом $65\text{--}80^{\circ}$ (мукодекско-янская). В это время произошло внедрение небольших тел габброидов таллаинского комплекса (604 млн лет), локализованных вблизи Мукодекского разлома. Последующее развитие Мукодекского и Мукодекско-Янского разломов происходило в условиях правосторонних сдвиго-сбросовых смещений по Мукодекскому разлому и левых сдвиго-сбросовых смещений по Мукодекско-Янскому разлому. То есть в позднерифей-вендский этап развития территории после аккреции Келянского островодужного террейна произошла смена полей напряжений в пределах Мукодекского рудного поля. Возможно, это привело к

заложению рифтогенного Олокинского прогиба (развит севернее Мукодекского разлома) во внутриплитных условиях.

Смена осей напряжения в рассматриваемом районе выразилась в изменении сдвиговых движений по Мукодекскому разлому на сбросовые с элементами правосторонних смещений. Это привело к приоткрыванию трещин, что сопровождалось сбросовыми смещениями и заполнением их гидротермальными растворами с последующим перемещением и переотложением рудных минералов из вулканитов ушмуканской свиты в зоны повышенной трещиноватости. Сформировались рудные тела, согласные с простиранием Мукодекского разлома (Правомамский участок) и согласные с простиранием Мукодекско-Янского разлома (участок Мукодек).

В зонах развития рудных метасоматитов наблюдаются правосторонние складки волочения с азимутом падения осевых плоскостей $350\text{--}360^{\circ}$, $\angle 30\text{--}50^{\circ}$, шарниры складок погружаются практически в этом же направлении и под теми же углами, что указывает на наличие право-сдвиговой составляющей при формировании данных складок.

В раннепалеозойский этап (470 млн лет) по Мукодекскому разлому, очевидно, сохранились сдвиго-сбросовые смещения с правосторонней сдвиговой составляющей, но существенных пострудных смещений не произошло. По-видимому, раннепалеозойский этап для исследованной площади является пострудным.

Завершает активную фазу развития рассматриваемой территории внедрение тел гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса (320 млн лет), которые пересекают зону Мукодекского разлома, не оказывая влияния на формирование золотого оруденения.

Выводы. Формирование золотого оруденения Мукодекского рудного поля обусловлено различными геодинамическими процессами: формированием островодужного Келянского террейна в

палеоокеане, его амальгамацией и аккрецией к Северо-Азиатскому кратону, последующими внутриплитными процессами, связанными с развитием Олоkitского рифтогенного прогиба. Во всех геодинамических событиях участвовал глубинный Мукодекский разлом. Возможно, что неоднократно тектонические подвижки по нему приводили к мобилизации золота из пород островодужной формации, его перемещению в зоны сближенной трещиноватости и расщеливания и последующему отложению при смене полей напряжений и перемещений по зоне Мукодекского разлома. Установлено три основных этапа развития Мукодекского рудоконтролирующего разлома и оперяющих его рудолокализирующих структур. Формирование золоторудных тел связано со вторым позднебайкальским этапом развития Мукодекского рудного поля и одноименного разлома.

Библиографический список

1. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий масштаба 1:2 000 000 /А.Н. Булгатов, И.В. Гордиенко, П.Ф. Зайцев и др. Улан-Удэ: Геологический институт СО РАН, 2004. CD ROM.
2. Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1963. Ч. 3, 4. 544 с.
3. Корольков А.Т. Геодинамика золоторудных районов юга Восточной Сибири: автореф. дис. ... д-ра геол.-минералог. наук. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2011. 53 с.
4. Николаев П.Н. Методика статистического анализа трещин и реконструкций полей тектонических напряжений // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 1977. № 12. С.103–115.
5. Парфенов Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22, № 6. С. 7–41.
6. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Коваленко В.И. и др. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области // Геотектоника. 2007. № 6. С. 23–51.
7. Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Гребовицкий В.А., Федосеев А.М. Ранневендский возраст многофазных габбро-гранитных комплексов каралон-мамаканской зоны Байкало-Муйского пояса: новые U-Pb-данные по циркону // Доклады академии наук. 2007. Т. 415, № 4. С. 535–538.
8. Рыцк Е.Ю., Амелин Ю.В., Ризванова Н.Г. Возраст пород Байкало-Муйского складчатого пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2001. Т. 9, № 4. С. 3–15.
9. Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Прикладной аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. 293 с.
10. Семинский К.Ж. Соотношения углов между системами сопряженных трещин вблизи сместителей сдвигов, сбросов и надвигов // Доклады РАН. 1997. Т. 354, № 3. С. 361–363.
11. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.

Рецензент доктор геолого-минералогических наук, профессор Иркутского государственного технического университета А.П. Кочнев