

**РУДОНОСНЫЕ КВАРЦ-СВЕТЛОСЛЮДИСТЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ ЗОН
ДОКЕМБРИЙСКИХ РЕГИОНАЛЬНЫХ НЕСОГЛАСИЙ ВОСТОКА АЛДАНСКОГО
ЩИТА**

В.Е. Кириллов, В.А. Гурьянов

*Институт тектоники и геофизики им Ю.А. Косыгина ДВО РАН, Хабаровск, Россия;
e-mail: kirillov@itig.as.khb.ru; guryanov_v@mail.ru*

Поступила в редакцию 14 декабря 2023 г.

В статье обобщены и проанализированы результаты исследований позднепротерозойских (1.32–1.15 млрд лет) рудоносных (U, Mo, V, Zn, Ag) кварц-светлослюдистых метасоматитов Учуро-Улканского района восточной части Алданского щита. Показана контролирующая роль крупных разломов и зон структурно-стратиграфических несогласий в размещении оруденения. Изучены особенности минерального состава метасоматитов и выделены существенно серицитовые, гидросерицитовые и роскоэлитовые с участием кварца типы. Исследованы особенности проявления околорудного метасоматоза в гнейсах, мраморах, вулканитах и осадочных породах и определена метасоматическая зональность в образованиях разного типа. Показано, что наложенные процессы имеют метаморфогенную природу и могут быть связаны с процессами реовенации позднепротерозойского времени, с экстракцией рудных элементов из пород улканского комплекса (1.72–1.68 млрд лет) метаморфического фундамента Сибирской платформы и ее платформенного чехла. Сделан вывод, что по особенностям структурной приуроченности, возрасту и ряду вещественных признаков урановорудные объекты востока Алданского щита подобны канадским и онежским месторождениям «типа несогласия».

Ключевые слова: оруденение, кварц-светлослюдистые метасоматиты, структурно-стратиграфическое несогласие, Улканский прогиб, Учурский прогиб, Алданский щит.

ВВЕДЕНИЕ

В восточной части Алданского щита (АЩ) при проведении поисковых и поисково-оценочных работ с 1987 по 1998 год (ПГО «Таежгеология») были выявлены рудоносные кварц-светлослюдистые метасоматиты зон региональных несогласий и установлен их мезопротерозойский возраст в интервале от 1.32 до 1.15 млрд лет [2–5, 17, 39]. Установлено, что с кварц-светлослюдистыми метасоматитами ассоциируются рудопроявления U, V, Zn, Mo и проявления Cu, Pb, Ag и Au потенциально промышленных масштабов. Характерными их особенностями являются: 1) преобладание в числе новообразованных минералов мелких светлых слюд (серицита и гидросерицита); 2) значительные объёмы и масштабы гидротермально-метасоматических преобразований; 3) приуроченность к зонам глубинных разломов и зонам структурно-стратиграфических несогласий (ССН); 4) геохимическая специализация на широкий круг рудных элементов литофильной, халькофильной и сидерофильной групп.

Научный и практический интерес к проявлениям метасоматоза этого типа обусловлен тем, что подобные образования широко распространены на других платформах и щитах (Канадском, Балтийском), где с ними связаны крупные месторождения урана и других элементов (Ni, Co, иногда Au, Ag, Cu, Mo) «типа несогласия» (МТН) [6, 21, 27]. По минеральному составу кварц-светлослюдистые метасоматиты близки фанерозойским березитам, отличаясь от них по условиям локализации, геохимическим особенностям и отсутствию генетической связи с интрузиями. При этом, дискуссионными являются вопросы условий их локализации, формационной принадлежности и генезиса.

В настоящей работе оруденение в кварц-светлослюдистых метасоматитах рассматривается на примере двух типовых объектов, контролируемых зонами ССН и крупными разрывными нарушениями: 1) Топориканского рудного поля (ТРП) в северо-западной части позднепалеопротерозойского Улканско-

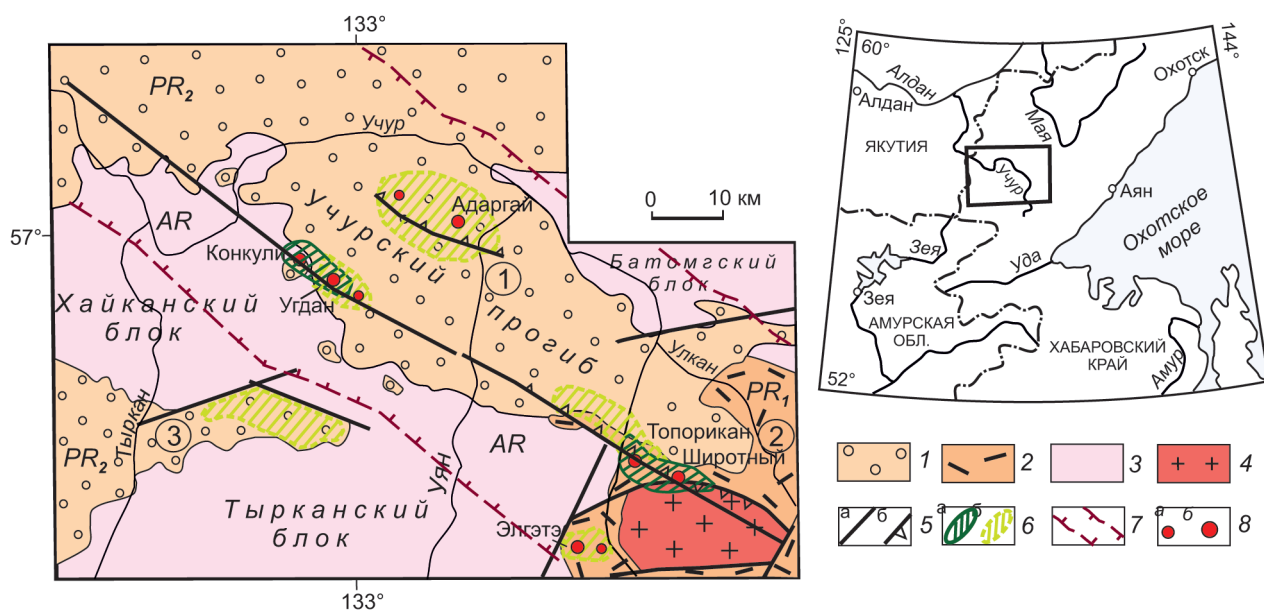


Рис. 1. Положение ареалов кварц-светлослюдистых и аргиллизитовых метасоматитов в восточной части Алданского щита.

1 – карбонатно-терригенные породы мезопротерозойского чехла Сибирской платформы (СП); 2 – позднепалеопротерозойские осадочно-вулканогенные образования улканской серии; 3 – выступы кристаллического фундамента СП (Тырканский, Хайканский и Батомгский блоки); 4 – позднепалеопротерозойские гранитоиды улканского комплекса; 5 – зоны глубинных разломов (а) и зоны надвигов (б); 6 – поля кварц-светлослюдистых метасоматитов (а) и аргиллизитов (б); 7 – границы Улкано-Учурской палеорифтовой зоны; 8 – проявления (а) и рудопроявления (б) урана. Цифры в кружках: 1 – Учурская впадина, 2 – Улканский осадочно-вулканогенный прогиб, 3 – Амуликанский грабен. Рис. справа – положение района исследований.

го прогиба с U, Mo оруденением и 2) Конкулинского рудного поля (КРП) в юго-западном борту мезопротерозойской Учурской впадины с U, V, Zn оруденением (рис. 1). По ряду геологических признаков (аномальная тектоническая нарушенность, наличие многочисленных даек базитов, в том числе повышенной щелочности) положение Улканского прогиба и Учурской впадины могло контролироваться Улкано-Учурской рифтогенной зоной (УУРЗ) северо-западного простирания, разделяющей Батомгский гранит-зеленокаменный блок от Хайканского и Тырканского блоков Восточно-Алданской гранулит-гнейсовой области [8, 11, 23, 36].

Целью настоящей работы является характеристика особенностей проявления рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов зон региональных несогласий АЩ в аспектах: 1) условий локализации рудоносных метасоматитов в различных геологических обстановках; 2) минерального состава и особенностей проявления окolorудного метасоматоза в породах разного состава; 3) метасоматической зональности, геохимической специализации и рудно-формационной принадлежности; 4) условий и возраста образования рудных объектов.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Данная работа базируется на результатах исследования коллекции образцов, проб, сколков и проб из керна метасоматитов и вмещающих их пород Топориканского и Конкулинского рудных полей Улкано-Учурской рифтогенной зоны, отобранных при непосредственном участии авторов, а также на результатах изучения прозрачных шлифов, минералогических исследований протолок рудных проб (минералогии-петрографии И.К. Зяблицкая, Т.К. Никитина), рентгеноструктурного анализа минералов (аналитик Р.В. Романова, рентгеновский аппарат УРС-2.0), проведенных в Таежном ПГО, г. Хабаровск. Рентгеноструктурный анализ глинистых и слюдяных минералов выполнялся в Таежном ПГО, ДВМЦе и СНИЦ «Цеолит» (дифрактометры DRON-2, DRON-3), г. Хабаровск, рентгено-спектральный анализ – в Таежном ПГО, микронзондовый анализ – в ИГЕМ, Москва (аналитик В.И. Мельников) [5, 6, 22]. Изотопные анализы серы выполнены в: 1) лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург, масс-спектрометр МИ-1309, аналитик В.А. Герм) (результаты измерений приведены к значению стандарта тропилита метеорита Каньон Дьябло, погрешность изме-

рений составила $\pm 0.5\%$); 2) лаборатории ДВИМСа (масс-спектрометр МИ-1201Б, аналитик Е.И. Ловягина). Результаты измерений приведены к значению стандарта Сихотэ-Алинского метеорита, погрешность измерений составила $\pm 0.5\%$. Изотопный анализ кислорода и углерода выполнен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ВСЕГЕИ (масс-спектрометр МИ-1330, аналитик И.В. Федорова). Результаты измерений приведены к значениям стандартов SMOW (для кислорода) и PDB (для углерода), погрешность измерений $\pm 0.3\%$. Помимо отмеченных выше также были использованы результаты исследований из других источников [8, 10, 14, 15, 39].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

На территории восточной части АШ выявлен ряд ареалов кварц-светлослюдистых метасоматитов с U-Mo и U-V минерализацией рифейского возраста (рис. 1). Ареалы контролируются протяжёнными разломными зонами в пределах Улкано-Учурской палеорифтогенной зоны северо-западного простирания и субпологозалегающей поверхностью ССН между архейским кристаллическим фундаментом и наложенными прогибами: 1) Улканским, сложенным осадочно-вулканогенными толщами позднекарельского авлакогенного (рифтогенного) комплекса; 2) Учурским, выполненным мезопротерозойскими осадочными толщами платформенного чехла СП. Соответственно, поверхности несогласного залегания в основании этих прогибов рассматриваются как зоны преульканского и преуянского ССН [6, 8, 13, 17].

Несогласия фиксируются участками выходов древних кор физико-химического выветривания пород кристаллического фундамента, перекрытых базальными толщами: субгоризонтально залегающими кварцевыми песчаниками топориканской свиты в разрезе Улканского прогиба и кварцевыми конгломератами уянской серии Учурской впадины [8, 13].

Особенности геологического строения, тектоники и металлогении вышеназванных прогибов и восточной части АШ (Тырканский, Хайканский, Джугджурский и Батомгский блоки) рассмотрены в опубликованных работах с участием авторов [3–8, 10, 13–16, 22, 23, 39]. Установлено, что наиболее благоприятные условия формирования метасоматитов и рудных залежей находятся на участках сочленения пологих и крутопадающих структурных элементов УУРЗ. Последняя, выделенная по результатам поисково-оценочных работ на уран и материалам среднемасштабных гравиметрических съёмок [8, 10, 23, 36], протягивается в северо-западном направлении вдоль зоны сочленения Тырканского и Хайканского блоков с Батомгским выступом фундамента (рис. 1). Она прослеживается

среди метаморфитов кристаллического фундамента, осадочных толщ Учурского и терригенно-вулканогенных образований Улканского прогиба на расстояние более 150 км при ширине до 50 км. Улкано-Учурская зона характеризуется масштабной blastsmilonitization, гранитизацией с урановой специализацией, приразломной складчатостью и графитизацией пород фундамента [3, 6, 8, 10]. В палеопротерозойское время УУРЗ развивалась как внутриплитная, с признаками рифтогенного растяжения [8, 36]. Возраст ее заложения относится к раннепалеопротерозойскому «тропоному» этапу развития АШ, соответствующему 2.2–2.1 млрд лет [9, 23, 42]. В ряд последующих этапов УУРЗ испытала тектоно-магматическую активизацию: в верхнекарельский этап (1765–1685 млн лет) в ее южной части сформировался улканский комплекс вулканитов и гранитоидов [8, 11], в период времени 1715–1670 млн лет вдоль всей УУРЗ масштабно проявился долерит-габбродолеритовый магматизм маймаканского дайкового комплекса [10]. Во время последующей тектонической активизации УУРЗ средне-рифейского времени (1.32–1.15 млрд лет) вдоль зон разломов на границе фундамента и наложенных впадин сформировались гидротермально-метасоматические системы с появлением рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов [7, 11, 17, 36].

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Условия локализации кварц-светлослюдистых метасоматитов

Зона преульканского (предтопориканского по [8]) ССН наиболее детально изучена в северо-западном борту Улканского прогиба, где прослеживается по простиранию в юго-восточном направлении на расстояние более 10 км (рис. 1) [5, 6]. На всем её протяжении вдоль нее локализованы ареалы рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов, сопровождаемые геохимическими аномалиями U, Mo, Pb, Zn, Cu, As, V, Ni, Co, Au и Ag. Наиболее крупные рудопроявления U, Mo, Ag локализованы в пределах Топориканского рудного поля, вытягивающегося в северо-западном направлении на более чем 6 км. Характерной его особенностью является отчетливая приуроченность к пологозалегающей поверхности регионального несогласия, разделяющей породы фундамента СП и позднекарельские осадочно-вулканогенные толщи улканской серии в зоне крутопадающих тектонических нарушений северо-западного (Аз. пр. 315° – 330°) простирания (рис. 2) [6, 14].

Фундамент представлен blastsmilonitizirovannymi графитсодержащими гранат-биотитовыми гнейсами амфиболитовой фации метаморфизма [8, 10]. Буровыми работами установлено налегание пес-

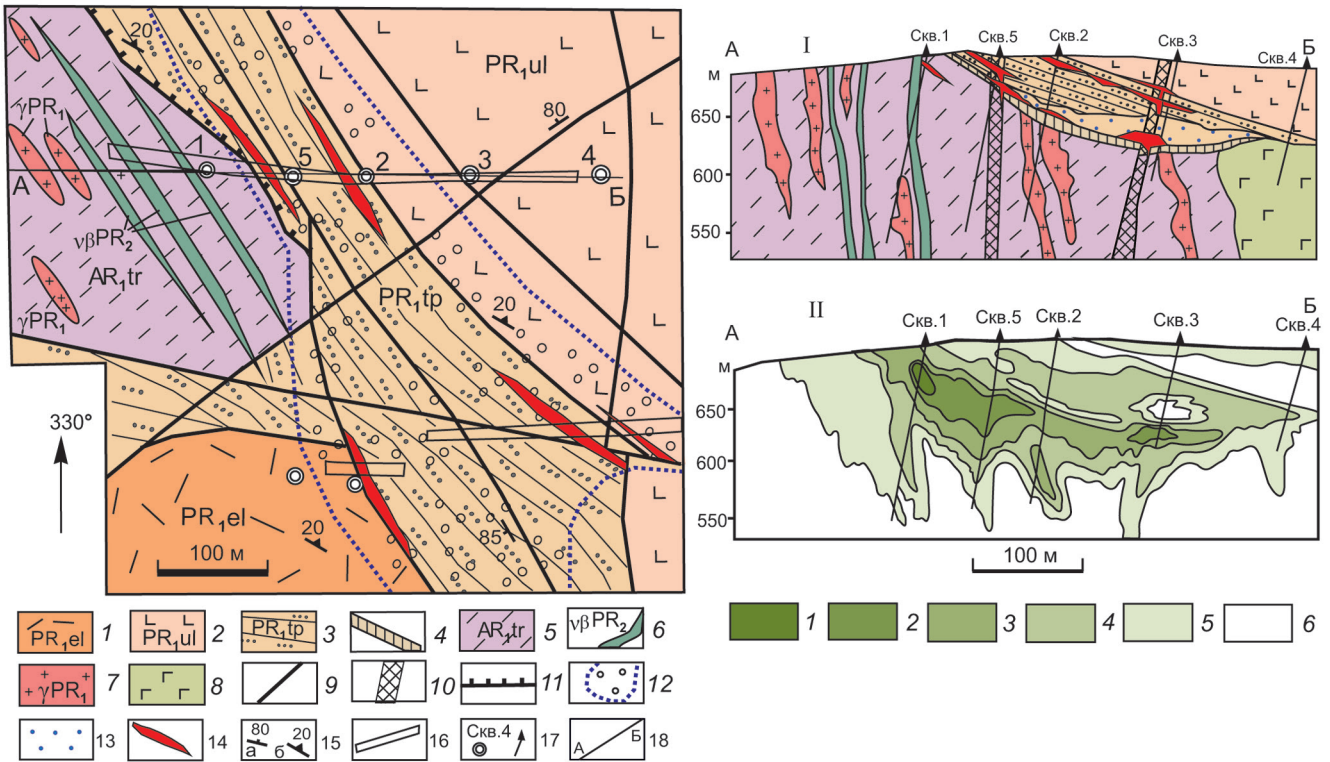


Рис. 2. Геологическая карта центральной части Топориканского рудного поля с разрезами (по [6], с дополнениями).

1–3 – улуканская серия: 1 – метатрахиролиты элгэтэйской свиты; 2 – метабазалты улуканской свиты; 3 – песчаники топориканской свиты; 4 – коры выветривания по породам фундамента; 5 – раннедокембрийские гнейсы; 6–8 – интрузивные образования: 6 – дайки долеритов маймаканского комплекса, 7 – гранит-порфиры улуканского комплекса, 8 – раннедокембрийские метагаббро; 9 – разрывные нарушения; 10 – зоны дробления; 11 – зона ССН; 12 – зоны кварц-светлослюдистых метасоматитов; 13 – участки окварцевания (на разрезе I); 14 – рудные тела; 15 – элементы залегания разрывных нарушений (а) и слоистости пород (б); 16 – траншеи; 17 – буровые скважины и их номера; 18 – линия геологического разреза А-Б. Для разреза II степень проявления кварц-светлослюдистых метасоматических изменений, в % от объема пород: 1 – 90–100, 2 – 80–90, 3 – 60–80, 4 – 40–60, 5 – 20–40, 6 – 5–20.

чаников топориканской свиты на хлоритизированные и гидрослюдизированные литифицированные коры выветривания по гнейсам мощностью от 1–3 до 10 м. По керну из скважин в разрезе коры выветривания выделяются зоны дезинтеграции и выщелачивания, которые по сравнению с материнскими породами фундамента обогащены Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O и H_2O и обеднены SiO_2 , FeO , CaO и Na_2O [8, 14]. По значениям гидролизного модуля (0.31–0.42) они классифицируются как глинистые с примесью материала основного состава. Низкие значения натриевого модуля (0.015–0.041) соответствуют условиям химического выветривания, при котором плагиоклаз почти полностью разложен и широкое развитие получили гидрослюды. Несогласно залегающая выше топориканская свита мощностью от 20 до 90 м сложена кварцевыми и полевошпат-кварцевыми метапесчаниками с редкими линзами гравелитов и кварцевых конгломератов. Перекрывающая ее улуканская свита (до 90 м) представлена метабазалтами с просло-

ями терригенных пород. В составе верхней в разрезе элгэтэйской свиты доминируют метатрахиролиты (80–200 м). Зоны рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов контролируются полого- и крутопадающими разрывными нарушениями в фундаменте и осадочно-вулканогенных породах на уровне ССН и в непосредственной близости от него (рис. 2). Зоны брекчирования и расланцевания мощностью до 10–25 м прослеживаются вдоль субпологих границ геологических тел, особенно вдоль зоны ССН и контакта метавулканитов с метапесчаниками. Падение зон расланцевания преимущественно северо-восточное, углы падения варьируют от 5 до 35°. Зоны рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов протягиваются в северо-западном направлении вдоль крупного Топориканского разлома, местами трассируемого ветвящейся дайкой метадолеритов маймаканского комплекса [8]. Наиболее масштабное развитие метасоматитов наблюдается в узлах сочленения этого дизъюнктива с субширотными нарушениями и вдоль

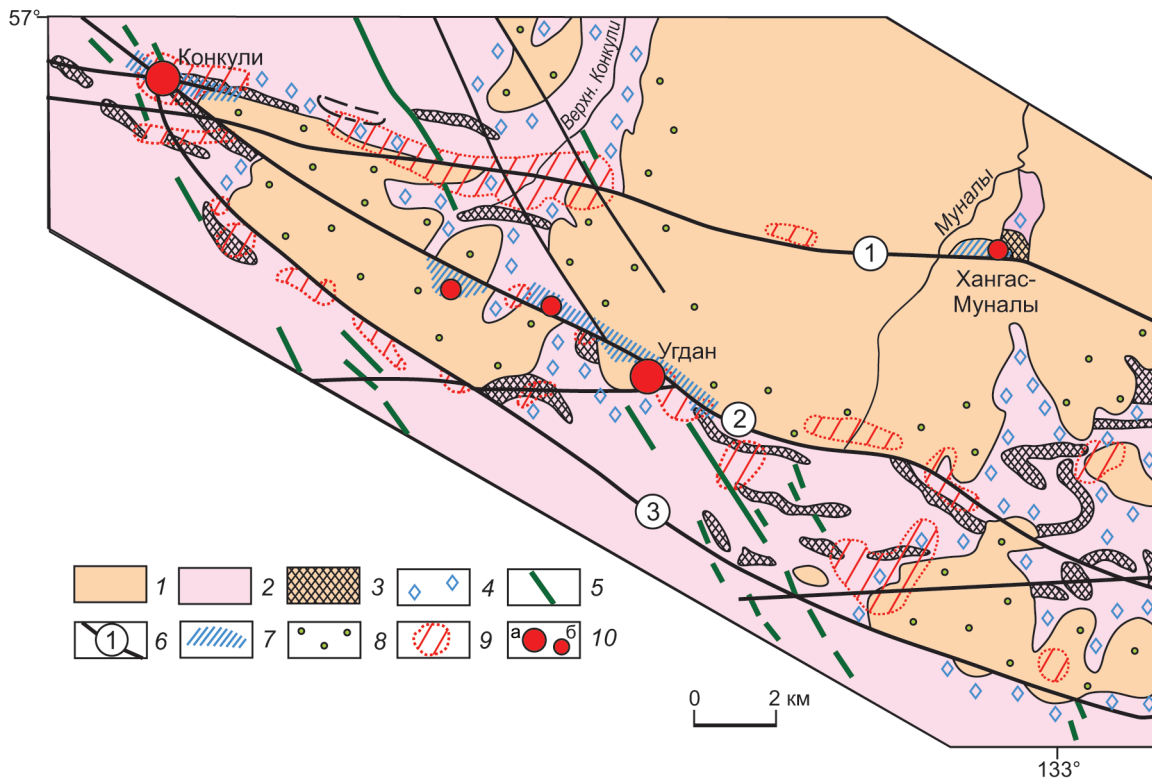


Рис. 3. Геологическая карта Конкулинского рудного поля (по [6], с дополнениями).

1 – конгломераты и песчаники конкулинской свиты; 2 – метаморфические породы; 3 – ореолы графитизации в фундаменте; 4 – коры выветривания; 5 – дайки основного состава; 6 – разломы: 1 – Толукский, 2 – Угданский, 3 – Саргатинский; 7 – ареалы кварц-светлослюдистых метасоматитов; 8 – ореолы аргиллизации; 9 – ореолы аномальных концентраций урана, 10 – рудопроявления (а) и проявления (б) урана.

оперяющих пологих тектонических нарушений сдвигово-надвигового характера. Установлено, что Mo-U с графитом минерализация концентрируется в верхней части крутопадающей зоны трещиноватости и брекчирования гнейсов и проникает в осадочно-вулканогенные толщи улканского комплекса [6]. По данным результатов K-Ar, Rb-Sr, U-Pb и Pb-Pb датирования пород и минералов ТРП [3, 14], формирование метасоматитов с Mo-U минерализацией происходило в интервале от 1.236 до 1.053 млрд лет.

Зона ССН преудьянского уровня прослеживается в северо-западном направлении вдоль юго-западного борта Учурской впадины на расстояние более 80 км (рис. 1, 3) [6, 13]. На местности она трассируется корами выветривания и красноцветными конгломератами с галькой кварца и элгэтэйских метавулканитов базального горизонта конкулинской свиты, выше перекрывается гравелитами и песчаниками этой же свиты (50–100 м) и песчаниками гонамской свиты мощностью 150–200 м. Субстратом, по которому развивались коры выветривания, служили расланцованные гнейсы и кристаллосланцы гивунской

свиты и графитсодержащие гнейсы и мраморы ниендинской свиты. Rb-Sr возраст продуктов преудьянской коры выветривания оценивается в 1.67 млрд лет [10, 13]. Литифицированные коры выветривания мощностью до 12 метров имеют кирпично-красную окраску, обусловленную развитием гидроксидов железа. Зона дезинтеграции связана постепенными переходами с зоной выщелачивания, продукты которых характеризуются повышенными содержаниями U, Th и V, высокими – K и Mg [8]. Калиевый модуль (0.27–0.39) показывает, что продукты выветривания по своему составу являются глинисто-гидрослюдистыми, иногда с примесью хлорита и гидрохлорита. Низкие значения натриевого модуля (0.034–0.081) соответствуют условиям химического выветривания, при которых плагиоклазы полностью замещены гидрослюдами.

В пределах зоны преудьянского ССН установлено широкое распространение ареалов кварц-светлослюдистых метасоматитов и геохимических аномалий U, V, Ni, Co, Cu, Au, Pb, Zn, As, Ag и Ba [7]. Наиболее детально изучено Конкулинское рудное поле [4, 6]

(рис. 3), приуроченное к зоне пересечения крупного субширотного Толукского разлома с северо-западными (Аз. простирания 320–325°) крутопадающими разрывными нарушениями.

Вмещающие дислоцированные гнейсы и мраморы ниендинской свиты, а также перекрывающие их коры выветривания, конгломераты, гравелиты и песчаники конкулинской свиты калишпатизированы, гематитизированы и гидрослюдизированы. Метасоматические изменения наиболее интенсивно проявились вдоль северо-западных (Угданского, Саргатинского) и субширотного (Толукского) разломов, контролирующих зоны гидрослюдитов мощностью от 10 до 100 метров при протяженности до нескольких сотен метров. Характерной особенностью гнейсов, мраморов, кор выветривания и метасоматитов, и КРП в целом, является присутствие в породах мелко- и крупночешуйчатого графита. Само урановое оруденение (рудопроявления Конкули, Угдан и ряд проявлений) локализовано преимущественно в доломитизированных и графитизированных мраморах и гнейсах ниендинской свиты, а также в перекрывающих их корях выветривания (реголитах, по [24]) и гравелитах конкулинской свиты. U-Pb и Pb-Pb возраст метасоматитов с V-U минерализацией КРП оценивается в 1.30–1.22 млрд лет [3, 4]. K-Ag возраст гидрослюд из метасоматитов U-V рудопроявления Угдан в центральной части КРП (рис. 3) определен в 1.185 млрд лет [6].

На блок-диаграмме (рис. 4) показаны обстановки локализации оруденения в кварц-светлослюдистых метасоматитах рассматриваемого района: уран-молибденового, с Ag на уровне несогласия AR-PR₁ (предулканское ССН, Топориканское РП) и уран-ванадиевого на уровне несогласия AR-PR₂ (предуянское ССН, Конкулинское РП). Выше предуянского ССН в платформенных образованиях Учурского прогиба в аргиллизитах выявлено субпластовое месторождение баритовых и медных руд Адаргай (№ 1 на диаграмме), ниже, в метаморфическом фундаменте, в эйситовых метасоматитах – урановое месторождение Тавитчак (№ 6). Выше предулканского несогласия, в вулканогенных и осадочных породах Улканского прогиба, выявлены урановые и редкометалльные рудные объекты в аргиллизитах (Элэтэ, Красная Горка) и эйситах (Тангукта). Таким образом, оруденение в березитах тяготеет к нижней части метасоматической колонны и нижним горизонтам стратиграфического разреза, в аргиллизитах – к верхним. Оруденение в связи с эйситами приурочено как к верхнему структурному этажу, так и к породам фундамента.

Минеральный состав и зональность кварц-светлослюдистых метасоматитов

Топориканское РП. В таблице 1 приведен минеральный состав метасоматитов ТРП. Из её анализа следует, что «сквозными» минералами для метасоматитов являются кварц, серицит, гидросерицит (в зарубежной литературе иллит [32, 35, 46 и др.]), карбонат; в значительных пределах варьируют содержания сопутствующих минералов (табл. 1).

В гнейсах для внешних зон метасоматической колонки характерными реакциями замещения являются хлоритизация и альбитизация [14] (табл. 2). Для промежуточных частей колонки типичен мелкочешуйчатый мусковит. Обычно он псевдоморфно развивается по графиту-1, биотиту и хлориту, реже отмечаются и автоморфные его образования. Во внутренних частях колонки наиболее широко распространены серицит, кварц и карбонат. Содержания новообразованного кварца варьируются от 5 до 55 %. Кварц развивается по полевым шпатам, реже по темноцветным минералам. Автоморфные выделения и прожилки карбоната в этой зоне колонки представлены кальцитом и доломитом, реже анкеритом. Графитизация-1 в гнейсах сопровождала серицитизацию. Выделения графита-2 замещают мусковит и имеют секущий характер по отношению к агрегатам серицита и кварца. Место новообразованного графита – внутренние зоны метасоматической колонки (до промежуточных зон устойчив графит-1). Графит-2 и серицит замещаются гидросерицитом, кварц – карбонатом. По всей толще графит-содержащих гнейсов распространен пирит; в гнейсах без графита его количество резко убывает. Минерал наблюдается в виде мелкой пылевидной сыпи или прожилковидных скоплений.

Кварц-полевошпатовые метапесчаники представляют собой породы с неяснослоистой текстурой, псаммитовой структурой и вторичными конформно-регенерационной, зубчато-шиповидной структурами.

В песчаниках новообразованные минералы представлены кварцем, серицитом, гидросерицитом и пиритом, иногда другими минералами (табл. 2). Серицит, реже гидробиотит и мелкочешуйчатый мусковит во внешних зонах метасоматической колонки сформировались при перекристаллизации цемента песчаников. Для внутренних частей колонки характерно доминирование кварца. Такие породы локализованы вблизи зон тектонических нарушений или в нижней части горизонта песчаников (рис. 2). В центральной зоне отмечается коррозия кварца гидрослюдистыми массами. Новообразованные минералы – апатит, водяно-прозрачный циркон и минералы титана – отмеча-

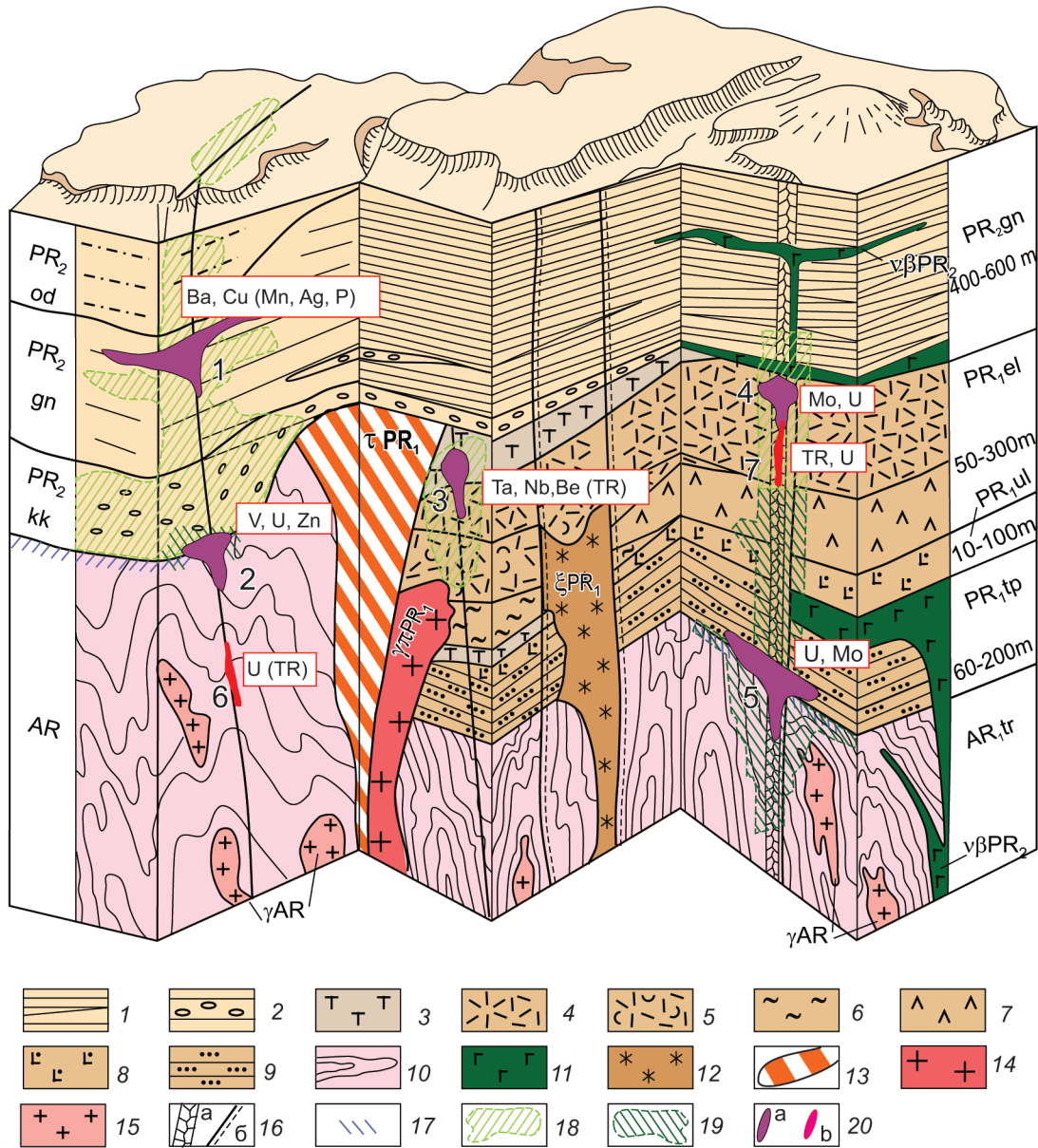


Рис. 4. Блок-диаграмма, демонстрирующая положение позднепротерозойского оруденения в породах Учурского и Улканского прогибов.

1–2 – платформенные отложения позднего протерозоя Учурского прогиба: 1 – песчаники, в том числе карбонатсодержащие, алевролиты, 2 – песчаники, гравелиты, конгломераты; 3–9 – образования Улканского вулканогенного прогиба: 3 – трахиты, 4 – риолиты, трахириолиты, 5 – туфы риолитов, 6 – игнимбриты трахидацитового состава, 7 – трахидациты, 8 – базальты, 9 – песчаники; 10 – метаморфические породы; 11–14 – интрузивные и субвулканические образования раннего протерозоя: 11 – габбро и долериты, 12 – сиениты, 13 – субвулканические трахитовые порфириты, 14 – гранит-порфиры; 15 – граниты архея; 16 – наиболее мощные разломы (а), разрывные нарушения (б); 17 – коры выветривания; 18 – аргиллизитовые изменения; 19 – березитовые изменения; 20 – рудные тела в березитах и аргиллизитах (а), рудные тела в эйситах (б). Свиты: od – одолинская, gn – гонамская, kk – конкулинская, el – элгэтэйская, ul – улканчанская, tp – топориканская, tr – тырканская серия. Рудные объекты: 1 – месторождение Адаргай, 2 – рудопоявление Конкули, 3 – месторождение Красная Горка, 4 – рудопоявление Элгэтэ, 5 – рудопоявление Топорикан, 6 – месторождение Тавитчак, 7 – месторождение Тангукта.

Таблица 1. Минеральный состав кварц-светлослюдистых метасоматитов ТРП.

Вмещающие породы/типы минералов	Гнейсы (кристаллический фундамент)	Песчаники топориканской свиты	Метабазальты улкачанской свиты	Метатрахириолиты элгэтэйской свиты
Основные (> 10 %)	Кварц*, серицит*, гидросерицит*, анкерит*, кальцит*, доломит*	Кварц, серицит, гидросерицит*	Кварц, серицит, гидрослюда*, сфен, лейкоксен, хлорит железистый*, хлорит магнезиально-железистый*, кальцит	Кварц*, серицит, гидросерицит*
Второстепенные минералы (2–10 %)	Графит*, хлорит магнезиальный (клинохлор*), магнезиально-железистый*, мусковит, альбит, сфен, фторапатит*, гематит	Мусковит*, лейкоксенизированный сфен, фторапатит*, анатаз, гидробиотит*, карбонат, гематит	Анкерит, каолинит, монтмориллонит*, гематит, гетит, гидрогетит*, альбит, гидробиотит, биотит, мусковит	Мусковит, апатит, анатаз, доломит*, анкерит*, хлорит, альбит, гематит*, сфен, битум*
Акцессорные, редкие (< 2 %)	Монтмориллонит, смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит*	Хлорит, эпидот, турмалин, циркон	Циркон, битум, цеолит*, апатит, ярозит, эпидот, сфен, рутил	Монтмориллонит*, смешанослойный гидрослюда-монтмориллонит*, гидробиотит*, барит, цоизит, биотит, лимонит, сколит*
Рудные минералы 3–15 %	Молибденит, пирит*, ильменит*	Пирит, пирротин, ильменит	Пирит, ильменит, титаномагнетит	Настуран*, галенит, пирит, сфалерит, магнетит, золото
Экзогенные минералы зон кварц-светлослюдистых метасоматитов				
1–5 %	Лимонит	Вульфенит*, лимонит, отенит, торбернит, метаторбернит, метаураноцирцит, фосфуранилит	Каолинит, лимонит вернадит* вульфенит*, купроскладовскит*, метаотенит*	Каолинит, вульфенит*, гидроксиды марганца, отенит*, метаторбернит*, метаураноцирцит*

Примечание. * – здесь и ниже в таблицах минералы, диагностика которых подтверждена рентгено-структурным анализом

ются во внешних и внутренних частях колонки. Здесь же присутствуют зёрна пирита округлой и кубической формы, местами образующие послойную вкрапленность (до 30 % объема породы). Новообразованные минералы титана (рутил, анатаз) центральной зоны колонки замещаются лейкоксеном, а сульфиды – гетитом.

В метатрахириолитах, для внешних частей колонки характерно замещение темноцветных минералов вкрапленников хлоритом, реже агрегатной смесью гидробиотит-хлорит и частичное замещение калиевого шпата альбитом (табл. 2). В промежуточных зонах колонки альбит сосуществует с новообразованным серицитом; иногда появляется мелкочешуйчатый мусковит. Во внутренней её части окварцевание происходило одновременно с образованием серицита по

базису породы, вкрапленникам и альбиту. Для этой же части колонки характерно появление вкраплений и мелких агрегатных скоплений барита, доломита, анкерита, хлорита, сфена, циркона, апатита, сульфидов, настурана и твердых битумов. Содержание перечисленных выше минералов в новообразованной массе достигает 5–10 %. Примечательно присутствие в метасоматитах по метатрахириолитам бугристо-округлых выделений углеродистого вещества (битума до 3–5 %) размером до 2.5 мм, редко до 1.5 см в поперечнике. Битум развивается по основной массе, реже по вкрапленникам ортоклаза. Для него характерны повышенные концентрации Zn (> 0.1 %) и Pb (> 0.01 %). В выделениях битума присутствуют сфероидальные и почковидные новообразования настурана. В центральной зоне метасоматической колонки отмечается

Таблица 2. Минеральный состав кварц-светлослюдистых метасоматитов ТРП и реакции замещения в метасоматической колонке.

Зоны	Минеральный состав	Реакции замещения
Гнейсы биотитовые графит- и гранатосодержащие		
Вмещающие породы	Кварц + плагиоклаз (№28-30)+биотит + графит-1 + калишпат + гранат (пироп-альмандин)	Плагиоклаз → альбит; биотит → хлорит, сфен; гранат → хлорит
Внешние зоны	Кварц + альбит + графит-1 + калишпат + хлорит + сфен	Хлорит → мусковит, карбонат; сфен → лейкоксен; графит-1 → мусковит, пирит
Промежуточные	Кварц + альбит + графит + калишпат + мусковит + лейкоксен + карбонат + рудные	Калишпат → кварц, серицит, апатит; альбит → серицит, карбонат; мусковит → графит-2
Внутренние	Кварц + серицит + карбонат + графит-2 + апатит + рудные + лейкоксен	Графит-2, мусковит, серицит → гидросерицит; кварц → карбонат; рудные → лимонит
Центральная зона	Кварц + гидросерицит + карбонат + апатит + лимонит	
Аркозовые и кварцевые песчаники		
Вмещающие породы	Кварц + калишпат + плагиоклаз + глинистый цемент	Плагиоклаз, глинистый цемент → мусковит, рутил, пирит; калишпат → кварц, серицит, апатит
Внешние зоны	Кварц + мусковит + серицит + рутил + пирит + апатит	Серицит, мусковит → кварц
Внутренние	Кварц + рутил + апатит + рудные	Кварц → гидросерицит; рудные → гематит, лимонит; рутил → лейкоксен
Центральная зона	Кварц + гидросерицит + лейкоксен + апатит + лимонит + гематит	
Метатрахиролиты покровной фации		
Вмещающие породы	Ортоклаз + кварц + темноцветные минералы (амфибол, биотит)	Кварц, адуляр
Фельдшпатизированная порода	Ортоклаз + кварц + адуляр + темноцветные минералы	Ортоклаз → альбит; темноцветные минералы → хлорит, гидробиотит, сфен
Внешние зоны	Ортоклаз + кварц + адуляр + альбит + хлорит + гидробиотит + сфен	Хлорит, гидробиотит → мусковит, серицит, альбит; калишпат → серицит
Промежуточные	Ортоклаз + кварц + адуляр + альбит + мусковит + серицит + сфен	Мусковит, альбит, калишпат → серицит, апатит; калишпат → апатит, битум, карбонат, кварц, рудные
Внутренние	Серицит + кварц + карбонат + битум + апатит + сфен + рудные	Серицит, битум → гидросерицит; рудные → лимонит, гидросерицит; сфен → лейкоксен
Центральная зона	Серицит + гидросерицит + кварц + карбонат + лейкоксен + лимонит	
Метабазальты покровной фации		
Вмещающие породы	Плагиоклаз + пироксен + роговая обманка + оливин	Хлорит, карбонат, сфен; плагиоклаз → альбит; темноцветные минералы → хлорит, карбонат, магнетит
Внешние зоны	Альбит + хлорит + карбонат + сфен + магнетит	Альбит → серицит, глинистые минералы; хлорит → кварц, карбонат; магнетит, хлорит → оксиды, гидроксиды железа
Промежуточные	Хлорит + серицит + кварц + карбонат + каолинит + монтмориллонит + гематит + гетит + гидрогетит	Глинистые → серицит; сфен → лейкоксен; хлорит → кварц, карбонат, рудные
Внутренние	Серицит + карбонат + кварц + рудные + лейкоксен + гетит + гидрогетит	Серицит → гидросерицит; рудные → гидроксиды железа
Центральная зона	Гидросерицит + карбонат + лейкоксен + кварц + гетит + гидрогетит	

интенсивная гидрослюдизация по основной массе, вкрапленникам и новообразованным минералам, с разрушением сульфидных минералов и замещением их гетитом. Твердые битумы также неустойчивы и корродируются гидросерицитом.

Метабазальты имеют порфиоровую, микропойкилоофитовую структуру. Вкрапленники и микролиты плагиоклаза представлены андезином и лабрадором, темноцветные минералы – авгитом, реже оливином и роговой обманкой.

Крайевые части метасоматической колонки в метабазалятах характеризуются парагенезисами минералов, обычных для пропилитов с развитием альбита, хлорита, карбоната и сфена (табл. 2). В краевых её зонах плагиоклаз при деанортитизации замещается альбитом. Полностью исчезают темноцветы. Зерна пироксена замещены хлоритом, карбонатом и магнетитом, оливина – магнетитом, а основная масса базальтов – хлоритом и карбонатом, реже лейкоксом. Преобразования носят как псевдоморфный, так и автоморфный характер. В промежуточных зонах колонки появляются агрегаты серицита и кварца. Серицит замещает альбит, а по хлориту развивается карбонат. Во внутренней части колонки хлорит полностью замещён карбонатом, кварцем, пиритом, широко распространен серицит. Центральная часть колонки характеризуется интенсивной гидрослюдизацией. Наблюдается тенденция увеличения количества карбоната от краевых частей колонки к центральной её зоне (до 50–70 %). Для внутренних и центральной частей метасоматической колонки характерно присутствие гематита, гидроксидов железа (гетит, гидрогетит) и марганца, апатита и битума. Из перечисленных минералов особенно широким распространением пользуются гидроксиды железа, имеющие метасоматическое происхождение. Их отличает приуроченность к зонам дробления, где они образуют плотные массы, корочки скорлуповатого (в разрезе – радиально-лучистого) строения. Преобладает гетит, слагающий волокнистые и стекловатые агрегаты.

Генерализованный разрез метасоматической колонки для гнейсов ТРП представляется следующим образом: в краевых частях – интенсивная хлоритизация и слабая альбитизация, в промежуточных – серицитизация и графитизация, в центральных – интенсивное окварцевание, гидрослюдизация и образование карбонатных жил. Для песчаников метасоматическая колонка имеет более простое строение: во внешних зонах – серицитизация, во внутренних – интенсивное окварцевание и гидрослюдизация. Разрез колонки для метатрахиролитов выглядит следующим образом: слабые альбитизация и хлоритизация во внешних зонах, слабые серицитизация и карбонатизация в

промежуточных, интенсивные окварцевание и гидрослюдизация в центральной зоне. В метабазалятах для внешних частей колонки характерны альбит и хлорит, для промежуточных – серицит и карбонат, а для центральной части – кварц, гидросерицит, карбонаты и лимонит. Таким образом, при некотором различии периферических частей метасоматических колонок для разных типов материнских пород центральные их части обнаруживают большое сходство, отличаясь только по степени гидрослюдизации и окварцевания (табл. 2). Кварц и светлослюдистые минералы являются основными для внутренних и центральных частей колонок. В зонах метасоматоза пропилитоподобные изменения занимают периферическое положение, что в целом характерно для проявлений низкотемпературного кислотного выщелачивания [34]. Рудная минерализация встречается во внутренних частях метасоматических колонок и в центральных частях замещается вторичными минералами. По минеральному составу исследуемые метасоматиты близки к гидрослюдистым березитам [28]. Приведенные выше метасоматические колонки по эффузивам ТРП обнаруживают сходство с таковыми же, описанными в литературе [26].

Из мелко- и тонкочешуйчатых светлых слюд (серицит, гидросерицит) наиболее широким распространением пользуются слюды политипа $2M_1$, часто встречается смесь политипов $2M_1$ и $1M$ [14]. Вдоль рудоносных зон развиваются слюды политипа $2M_1$, на удалении отмечаются участки развития слюд $2M_1$ и $1M$, в слабо измененных породах фундамента – слюды политипа $1M$. Политип $1Md$ встречается редко. Такие слюды, характеризующиеся разупорядоченностью в положении слоев, образуются в низкотемпературных условиях [1]. Появление карбоната в больших объемах можно объяснить, с одной стороны, разложением основных породообразующих минералов (с высвобождением Fe, Mg, Ca), а с другой, окислением графита, при котором происходит отщепление карбоксильного углерода CO_2 [18]. В гнейсах широкомасштабная карбонатизация свидетельствует о высоких значениях активности CO_2 под плотным чехлом стратифицированных образований.

В зонах метасоматического преобразования гнейсов наблюдается более широкое распространение породного графита-1 [14]. Новообразованное углеродистое вещество – графит-2 ($C_0 = 6.710\text{--}6.785 \text{ \AA}$) встречается в серицитовой и карбонатной массе, часто в ассоциации с мусковитом и биотитом, образуя по ним псевдоморфозы. При этом в графите-2 сохраняются фрагменты чешуек слюд, вследствие чего они приобретают вид «слоёного пирога». Количество новообразованного графита-2 варьируется от 1 до

15 % объема породы. В целом же, по сравнению с неизменёнными гнейсами, количество графита вблизи ССН заметно уменьшается. Кроме графита-2 в гнейсах установлено присутствие бесструктурного углеродистого вещества, а в вышележащих метатрахиолитах – почковидных выделений твердых битумов. Наличие битуминозного вещества в вулканических породах – редкое природное явление [12], которое можно объяснить флюидным переносом углерода по зонам тектонических дислокаций из графитосодержащих пород кристаллического фундамента.

В вертикальном разрезе (первые сотни метров) метасоматической колонки ТРП ореолы изменений имеют этажно-зональное строение, что обусловлено резкой анизотропией вмещающих толщ. На этом фоне устанавливается характерная особенность минералогической вертикальной зональности: снизу вверх происходит уменьшение количества мелкочешуйчатого мусковита при одновременном увеличении количества серицита, уменьшение количества серицита при увеличении гидросерицита. Схема последовательности образования основных минералов во всех типах пород, определенная по их взаимоотношениям, выглядит следующим образом: хлорит, сфен, альбит → мусковит → графит II → пирит → серицит → гидрослюда.

Для всех рассмотренных рудоносных метасоматитов тип субстрата, по которому развиваются изменения, определяет масштабы метасоматического процесса. Для гнейсов ширина ореолов метасоматитов, контролируемых разрывными нарушениями и зонами трещиноватости, достигает нескольких сотен метров. В метапесчаниках ширина их ореолов уменьшается, оставаясь достаточно значительной (первые сотни метров). В metabазальтах она уменьшается до нескольких десятков метров, в кислых эффузивах составляет от одного до нескольких десятков метров. Установлено, что при общих сходных особенностях метасоматитов тип субстрата оказывал существенное влияние на состав новообразованных минералов (табл. 1, 2).

Процессы метасоматических преобразований ТРП наиболее масштабно и интенсивно отразились на биотит-графитовых гранатосодержащих гнейсах (рис. 2). Гнейсы и продукты коры выветривания, подвергшиеся объемным катаклазу и дислокациям в зоне влияния крупного Топориканского разлома, послужили благоприятной средой для проникновения метасоматических флюидных растворов. Отдельные их участки вдоль поверхности ССН почти нацело замещены новообразованными минералами (рис. 2, разрез II). Активному проникновению растворов в вышележащие толщ препятствовали пласты (слои) более плотных песчаников, metabазальтов и метатрахири-

олитов, что приводило к значительному увеличению объема гидротермально-метасоматических преобразований в выветренных и дислоцированных гнейсах фундамента. Для этого уровня характерны сплошной характер изменений и большие масштабы преобразований, наиболее полная метасоматическая колонка с преобладанием гидрослюда в центральной её части (табл. 2). Так, в верхней части толщ гнейсов сформировались кварц-светлослюдистые метасоматиты гидрослюдистой фации. Вверх и вниз от поверхности ССН по разрезу ТРП степень метасоматических преобразований постепенно снижается. В гнейсах нижней части разреза резко возрастает роль кварца, серицита, карбоната, хлорита и пирита (табл. 1), характерных для «классической» ассоциации минералов березитов [28].

Урановая минерализация прожилково-вкрапленного типа тяготеет к пологим и крутым зонам брекчирования и рассланцевания; гнездово-вкрапленная сосредоточена над зоной графитизации в фундаменте [6, 7, 14]. В зоне окисления, прослеженной на глубины более 100 м, встречаются вторичные минералы урана, представленные фосфатами (отенитом, метаотенитом, метаураноцирцитом, торбернитом и метаторбернитом), образующими листоватые и чешуйчатые агрегаты, тонкие корочки и налёты в трещинах и пустотах метасоматитов, реже вкрапления пластинчатых и таблитчатых зёрен размером до 5 мм в поперечнике. Характерно, что урановое оруденение при этом сопровождалось образованием молибденита, который в зоне окисления почти полностью замещён вольфрамитом.

Отмеченные выше особенности, такие как «выгорание» графита в гнейсах фундамента, образование битумов, масштабные серицитизация и иллитизация, а также локализация оруденения в зоне ССН позволяют считать рудопроявления ТРП наиболее близким аналогом месторождений «типа несогласия» на Канадском щите [40, 41, 45, 46].

Для *Конкулинского РП* ниже рассматриваются особенности проявления метасоматических процессов на примере изменений гравелитов с комментариями по специфике преобразований в мраморах, приводятся минеральный состав кварц-светлослюдистых метасоматитов (табл. 3) и их метасоматическая колонка (табл. 4).

Доломитизированные гравелиты, по которым развиваются околорудные кварц-светлослюдистые метасоматиты, представляют собой породы с псефитовой структурой, на 65–70 % состоящие из обломков калишпата. Кроме них отмечаются галька молочно-белого кварца, гнейсов и угловато-окатанные обломки

Таблица 3. Минералы кварц-светлослюдистых метасоматитов КРП, образовавшиеся по доломитизированным гравелитам, мрамору, и продуктов их экзогенного изменения.

Встречаемость	Минералы кварц-светлослюдистых метасоматитов
Основные, > 10 %	Кварц, гидросерицит*, доломит*
Второстепенные (2–10 %)	Серицит, роскоэлит*, графит*, гипс*, ортоклаз*, кальцит*, альбит, апатит*
Редкие и аксессуарные (1–2 %)	Биотит, анатаз, циркон, барит, ломонтит*, бассанит*, лейкоксен, тремолит*, пиролюзит, гематит, смешанослойные (гидросерицит-монтмориллонит*, стевенсит*), монтмориллонит*
Рудные 2–15 %	Сфалерит*, халькопирит*, герсдорфит*, деклуазит*, магнетит, пирит-1, пирит-2, ильменит
Экзогенные минералы зон кварц-светлослюдистых метасоматитов	
2–5 %	Лимонит, ярозит, ковеллин*, малахит, карнотит*, тюямунит*, цейнерит*, метацейнерит*, метаторбернит*, сабугалит*, бассетит*, сепиолит*, гинсдалит*, горксейсит*

Таблица 4. Минеральный состав кварц-светлослюдистых метасоматитов и реакции замещения в метасоматической колонке по гравелитам конкулинской свиты.

№ зоны	Название зоны	Минеральный состав	Реакции замещения
0	Гравелит доломитизированный	Кварц, калишпат, андезин, адуляр-1, доломит, графит-1, ильменит	Калишпат, адуляр-1, андезин, доломит → альбит
1	Внешняя	Кварц, калишпат, адуляр-1, альбит, доломит, графит, ильменит	Калишпат, альбит, доломит → серицит; калишпат → адуляр-2; калишпат, альбит → кварц
2	Промежуточная	Адуляр-1, 2, серицит, кварц	Серицит, гидросерицит, адуляр 1, 2 → роскоэлит; адуляр, серицит, гидросерицит → графит-2, апатит, кварц, рудные минералы; ильменит → рутил, лейкоксен
3	Внутренняя	Кварц, роскоэлит, серицит, гидросерицит, графит-2, рутил, лейкоксен, рудные минералы	

улканских граносиенит-порфиров и вулканитов, а также зёрен ильменита, замещённого анатазом и гетитом. Цемент базального типа сложен мелкими зёрнами калишпата и адуляра-1. В гравелитах доломит представлен вкрапленностью из отдельных зёрен, гнездами гранобластового строения или полностью замещает породу. Доломит развивался в дорудную стадию метасоматоза, преимущественно по калишпату, реже по кварцу и представлен агрегатными выделениями неправильной формы размером до 1.5 мм, иногда с полисинтетическими двойниками. Изменения дорудной стадии сопровождалась формированием вкраплений и гнезд графита.

Во внешней зоне метасоматической колонки наблюдается замещение калишпата альбитом, для промежуточной зоны характерно преобладание серицита и кварца (табл. 4). Серицит в виде мелких (0.1–0.2 мм) пластинок замещает доломит и кварц. Кварц представлен агрегатами зёрен размером 0.2–0.3 мм, с которыми ассоциируются выделения ромбического

адуляра-2. Во внутренней зоне колонки как по гравелитам, так и по мраморам, из минералов метасоматитов преобладают серицит (до 50 %) и кварц (50–70 % объема породы). Кварцевые агрегаты состоят из чередующихся участков тонкозернистого халцедоноидного облика и мелкозернистого гранобластового строения. Тонкочешуйчатый (до 0.03 мм) и мелкочешуйчатый (около 0.1 мм) серицит наблюдается в виде сыпи гнезд и микропрожилков. Кроме них присутствуют роскоэлит и графит (до 10 %), бесструктурное углеродистое вещество (2–3 %), апатит (до 4 %) и рудные минералы (до 10–15 %) (табл. 4). Во внутренней зоне в доломитизированных гравелитах и мраморах серицит замещается хромсодержащим (Cr 0.5 %) роскоэлитом состава (в мас. %): SiO_2 – 48.4–49.0; Al_2O_3 – 16.0–16.3; K_2O – 4.9–6.0; V_2O_5 – 9.7–9.8; Fe_2O_3 – 5.1–6.4. Роскоэлитовые слюды образуют гнезда или жиллообразные тела мощностью до нескольких десятков сантиметров. С образованием роскоэлитовой слюды тесно ассоциируется графитизация-2. Наличие чешу-

ек и пластинок полнокристаллического графита во многих типах пород – характерная особенность КРП [5]. Графит присутствует в гнейсах, мраморах, корах выветривания, останцах вулканических пород и метасоматически измененных породах. Диагностика графита-2 ($a_0 = 2.46 \pm 0.02 \text{ \AA}$; $c_0 = 6.70 \pm 0.01 \text{ \AA}$) подтверждена ИК-спектроскопией (ВИМС). Графит развивался по серициту, кварцу, калишпату и ильмениту. Минерал распределен неравномерно, в виде вкрапленности или гнездообразных, жилковидных скоплений. Кроме него местами отмечается бесструктурное углеродистое вещество в виде мелких скоплений.

Сульфидные минералы представлены преимущественно сфалеритом (до 15 % объема руд) и пиритом двух генераций: кубическим (до 2 %) и игольчатым, иногда кружевным; реже встречается халькопирит (до 1 %). В красно-коричневых разновидностях сфалерита установлены примеси Cu (до 10.7 %), Cd (до 7 %) и Ge (до 3 %). Вокруг выделений сфалерита присутствуют оторочки и нитевидные прожилки ковеллина (Cu до 40 %, Zn до 20 %). Примечательной особенностью руд РП Конкули является наличие вкрапленности герсдорфита (NiAsS).

Для зон гипергенеза в рудных зонах характерно присутствие гнезд или жилковидных выделений ряда минералов, в том числе гипса, бассанита, ломонита, смешанослойных минералов, монтмориллонита (табл. 3).

Характерно, что в пределах Конкулинского РП околорудному кварц-светлослюдистому метасоматозу предшествовали масштабно проявившиеся аргиллизация, в корах выветривания и подошве конкулинской свиты – адуляризация, в зонах нарушений во всех типах пород – доломитизация, сопровождаемая графитизацией-1. Доломитизация особенно интенсивно проявилась по мраморам, гравелитам и гнейсам. Углекислый метасоматоз такого рода характерен для приразломного амагматического типа гидротермально-метасоматических объектов в урановорудных и золоторудных районах складчатых поясов и щитов [25]. Околорудные кварц-светлослюдистые изменения установлены во всех типах карбонатизированных пород. Можно предположить, что процессы доломитизации вмещающих толщ и последующего кварц-серицитового метасоматоза связаны друг с другом, являясь близ-одновременными процессами.

Кварц-светлослюдистые метасоматиты КРП можно отнести к гидросерицит-роскоэлитовой фации. Урановые минералы в них представлены карнотитом, метаторбернитом, цейнеритом, метацейнеритом и гидроксидами урана [6]. Карнотит является основным U-V содержащим минералом в рудах, занимая от 2 до

10 % их объема. Кристаллы карнотита (0.01–0.3 мм) представлены гнездообразными скоплениями или прожилками. Минерал замещает деклуазит и метаторбернит, выполняя трещины в графите.

Для руд описанного типа характерны высокие и повышенные содержания (до 4.63 %) V_2O_5 , Pb (0.2–0.3 %), Zn (0.2–10 %), Au (0.1–0.3 г/т), P (0.2–0.3 %), Cu (до 0.03 %), Ba (до 0.03 %), Ni (до 0.04 %), Co (до 0.015 %), Ag (до 2 г/т), Ge, Ga и Sc [6]. Примечательно, что повышенные содержания ванадия отмечаются на канадских месторождениях в зонах ССН [19], а богатое уран-ванадиевое оруденение с роскоэлитовой минерализацией характерно для мезопротерозойских месторождений Ладожского района Балтийского щита [21], относящихся к «несогласному» типу.

Условия образования метасоматитов

Температуры образования и состав флюидов

Для ТРП температура процесса метасоматоза, определенная методом гомогенизации газовой-жидкой включений (ГЖВ), оценивается в 125 °С. Включения относятся к двух- и трехфазным. В составе газовой и жидкой фаз преобладает CO_2 [23, 24]. Для наиболее ранних ГЖВ метасоматитов КРП установлена температура их образования в 250–280 °С и углекислый состав включений с наличием углеводородов, что говорит о восстановительных условиях процесса [6]. Более поздние ГЖВ представлены высококонцентрированными водными карбонатными растворами, иногда с фазой углеводородного состава и включениями графита (исследования ВСЕГЕИ).

Состав стабильных изотопов

Для выяснения происхождения рудоносных флюидов привлекались данные определений изотопного состава S, O и C. Содержания $\delta^{18}\text{O}$ в рудоносных породах ТРП варьируется от +15.40 до +20.65 ‰ (табл. 5). При вариациях температур от 200 до 150° поправки по [30] будут составлять от 7 до 10 %. Так, для пробы М-554 такие значения будут соответствовать водам метаморфического происхождения, а для других проб ложатся в граничные значения для вод метаморфического и магматического происхождения.

Данные по геохимии изотопов углерода со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от -4.80 до -6.46 ‰ (табл. 5) могут свидетельствовать как о магматическом [31], так и метаморфическом происхождении исследуемых метасоматитов [27].

Для серы характерен диапазон вариаций $\delta^{34}\text{S}$, колеблющийся в песчаниках от -3.86 до +4.95 ‰, гнейсах от -6 до +11 ‰ и метатрахиролитах от -2.7 до -5.7 ‰ (табл. 6). По всей вероятности, такие вариации результатов являются отражением зависимо-

Таблица 5. Результаты изотопного анализа кислорода и углерода из карбонатов ТРП.

№ пробы	Тип породы	Глубина взятия, м	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	$\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$
M554	Анкерит из метатрахириолита	157.5	+20.65	-5.07
M463-1	Анкерит из гнейса	162.5	+17.43	-4.80
M551-1	Кальцит из диабаза	245	+15.40	-6.46

Таблица 6. Результаты изотопного анализа серы пирита из рудоносных пород ТРП.

№№ п/п	№ пробы	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Глубина, м	Порода	№№ п/п	№ пробы	$\delta^{34}\text{S} \text{ ‰}$	Глубина, м	Порода
1	629	+2.30	0	Песчаник	7	M463	+11.0	16,3	Гнейс
2	22	+4.95	42	Песчаник	8	M458-a	-6.0	117	Гнейс
3	C18-1	-3.86	105	Песчаник	9	P356-d	-2.7	0	Метатрахириолит
4	115	-2.13	109	Гнейс	10	M553	-3,3	95	Метатрахириолит
5	11	-3.56	154	Гнейс	11	M473	-5,7	119	Метатрахириолит
6	C18-11	+5.30	188	Гнейс	12	M555	-5,2	73	Метатрахириолит

Примечание. Пробы 1–6 – лаборатория изотопных исследований ДВИМСа. Пробы 7–12 – лаборатория изотопной геохимии и геохронологии ВСЕГЕИ.

сти изотопного состава S в пиритах от интенсивности метасоматических преобразований пород и от их первоначального состава [29]. Эти особенности могут свидетельствовать, что присутствуют, как минимум, две генерация пиритов, сформировавшихся на разных стадиях метасоматических преобразований пород. Предполагается, что пириты с таким диапазоном вариаций $\delta^{34}\text{S}$ в рудоносных породах могли получать серу как из магматических, так и из метаморфических источников [29, 37].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

В настоящее время вопрос об источниках рудных элементов в зонах кварц-светлослюдистых метасоматитов является открытым. В пределах ТРП и КРП отсутствуют интрузивные породы рифейского возраста – обычные генераторы преобразующих растворов и таких элементов, как U, V, Mo.

По геологическим и геохимическим данным, источниками рудных элементов могли быть: а) породы улканского комплекса; б) породы метаморфического фундамента; в) осадочные образования осадочного чехла СП.

Породы улканского комплекса. В тектоническом плане ТРП и КРП приурочены к УУРЗ, наложенной в своей юго-восточной части на Улканскую палеорифтовую структуру с возрастом формирования 1.76–1.69 млрд лет (время карельского рифтогенеза). В пределах Улканской структуры, мобилизация элементов литофильного профиля (Ta, Nb, Sn, Be, TR и Zr) могла осуществляться в условиях метаморфизма и ультраметаморфизма амфиболитовой фации (более 700°) и связана с Улканским плюмом [9, 11, 17, 20,

36, 42]. Можно предположить, что породы улканского вулcano-плутонического комплекса и связанные с ними первичные эндогенные редкометалльно-редкоземельные руды могли представлять собой источники рудных компонентов, которые в процессе реювенации рифейского времени в результате наложенных, относительно низкотемпературных процессов были экстрагированы из этих пород и переотложены в концентрированной форме в виде U-V и Mo-U рудных залежей [11, 20].

Подобные процессы реювенации раннедокембрийских пород Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса в связи с коллизийными событиями в Центрально-Азиатском складчатом поясе привели к формированию редкометалльных месторождений в Давано-Абчадской тектонической зоне и Pb-Zn месторождений в Байкальском перикратоне [20].

Метаморфические породы района геохимически специализированы на литофильные и радиоактивные (U, Zr, Ce, La, Sr), сидерофильные (C, V, Cr, Co) и халькофильные (Cu, Zn, As, Ag) элементы [14]. Наиболее подвижные из них в крупных гидротермальных системах (например, в пределах ТРЗ) вовлекались в процессы экстракции и переноса, с концентрацией в благоприятных структурах.

Терригенные и карбонатно-терригенные породы нижнерифейского чехла СП в целом не специализированы на рудные элементы. При этом, при масштабных низкотемпературных метасоматических преобразованиях происходила их экстракция из стратифицированных толщ с переотложением вдоль границ литологических пачек и субполюгих разломов (месторождение Cu, Ba с Mn, As, Ag Адаргай Учурского прогиба,

рис. 1, 4 [6]). Предполагается подобное происхождение рудопроявлений КРП в бортовой части Учурского прогиба в зоне ССН.

Приведенные выше данные по геохимии стабильных изотопов (табл. 5, 6) не противоречат предположению о метаморфогенном происхождении минералов рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов.

Для рудопроявлений «типа несогласия» ТРП и КРП восточной части АЩ характерны: 1) приуроченность к границе основания крупных бассейнов седиментации мезопротерозойского заложения и метаморфического фундамента с корами палеовыветривания [13]; 2) наличие разломов, сдвиговых и трещинных зон, пересекающих «несогласие» [2, 5]; 3) присутствие восстановителей в фундаменте и чехле (размещение рудных тел над графитсодержащими «проводниками») или пиритоносных пород [6, 7]; 4) широкое распространение низкотемпературных метасоматических изменений стадии кислотного выщелачивания: березитизации гидрослюдистого типа, серицитизации, хлоритизации и окварцевания [6, 14, 15], а также геохимических аномалий U, Mo, V, Pb, Zn, Cu, As, Au, Ag, Ni и Co [6, 16, 23].

По минералогическим признакам кварц-светлослюдистые метасоматиты ТРП и КРП тыловой части СП востока АЩ сходны с березитами фанерозоя вулканоплутонических поясов, и в то же время они обладают признаками отличия по условиям структурной локализации, геохимической специализации и отсутствию непосредственной связи с магматизмом. Учитывая перечисленные выше отличия, кварц-светлослюдистые метасоматиты позднего докембрия могут рассматриваться как самостоятельная метасоматическая формация [15]. Выявленное в метасоматитах оруденение отнесено к Mo-U и U-V рудным формациям.

Формирование рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов и связанных с ними Mo-U и U-V руд, по условиям формирования отвечающим месторождениям типа «несогласия», осуществлялось в низкотемпературных (от 125 до 280 °С) условиях метаморфизма. Метасоматиты и руды УУРЗ образовались так же, как и руды МТН Атабаски КЩ (при температуре от 120 до 240°), при участии концентрированных углекислотных хлоридных растворов [23, 24, 43], что во многом и определило однотипный спектр накапливаемых рудных элементов – U, Mo, V, Au, Cu, Pb, Zn, Ag, Ni и Co, способных к миграции в низкотемпературных растворах [27].

Вопрос о происхождении рудоносных кварц-светлослюдистых метасоматитов востока АЩ остается предметом научных дискуссий. Наиболее вероятно

полигенная модель генезиса подобных кварц-светлослюдистых метасоматитов на уровне ССН из смешивающихся растворов – кислых, циркулирующих в стратифицированных породах наложенных впадин, и восстанавливающих, поступающих из разломов фундамента [6, 38, 40, 46].

Наиболее близкими аналогами рудных объектов в светлослюдистых метасоматитах АЩ являются месторождения Канадского щита (КЩ). К характерным особенностям, свойственным рудным объектам обоих докембрийских структур, относятся:

1) позднепротерозойский возраст образования: для месторождений КЩ 1341–1050 млн лет [44, 45], для рудопроявлений АЩ – 1324–1053 млн лет, в том числе для рудоносных метасоматитов ТРП – 1236 ± 20 млн лет (урановые руды), 1210–1164 млн лет (гидрослюды) и КРП 1300–1185 млн лет (для руд) [3, 4, 6];

2) размещение вдоль зон ССН, а рудных тел – над графитсодержащими «проводниками» [6, 27, 32, 45]. При этом, вмещающие породы имеют сходный состав (во впадинах – вулканиты, песчаники, в том числе красноцветные; коры выветривания; в фундаменте – графитсодержащие гнейсы) [7, 19, 32, 35, 40];

3) основными новообразованными минералами являются гидросерицит (иллит), кварц, карбонаты, хлорит, сульфиды и битумы, из рудных минералов – настуран [6, 44, 46]. Для КРП, наряду с кварц-светлослюдистыми изменениями, характерно присутствие ванадийсодержащих минералов, что сближает его с U-V месторождениями Онежского рудного района [21];

4) накопление, в том числе до рудных концентраций, U, V, Mo, Pb, Zn, Cu, Ag и Au [6, 16, 27, 33];

5) морфология рудных тел в виде пластовых залежей, линз и жил.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Власов В.С., Волкова С.А., Вяхирев Н.П., Дьяконов Ю.С. Рентгенография основных типов породообразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты). Л.: Недра, 1983. 259 с.
2. Горошко М.В., Кириллов В.Е., Артюхов В.В. О рудоносности зон докембрийских структурных несогласий // Сов. Геология. 1991. № 5. С. 8–13.
3. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Новые данные по абсолютному возрасту редкометалльного оруденения юго-восточной части Алданского щита // Тр. ассоциации «Дальнедра». Хабаровск: Дальнедра, 1992. Вып. 2. С. 66–69.
4. Горошко М.В., Кириллов В.Е. Геология и металлогения Учуро-Майского района юго-восточной окраины Сибирской платформы // Тихоокеан. геология. 1994, № 1. С. 109–120.
5. Горошко М.В., Кириллов В.Е., Осипов А.Л., Соломатин Г.Б. Предпосылки выявления новых видов полезных ископаемых

- мых в юго-восточной части Алданского щита // Тихоокеан. геология. 1995. № 2. С. 111–118.
6. Горошко М.В., Малышев Ю.Ф., Кириллов В.Е. Металлогения урана Дальнего Востока России. М.: Наука, 2006. 372 с.
 7. Горошко М.В., Гурьянов В.А. Рудная минерализация зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия и нижнерифейского платформенного чехла Учуро-Майской впадины (юго-восток Сибирской платформы) // Тихоокеан. геология. 2007. Т. 26, № 6. С. 93–110.
 8. Гурьянов В.А. Геология и металлогения Улканского района (Алдано-Становой щит). Владивосток: Дальнаука, 2007. 227 с.
 9. Гурьянов В.А., Роганов Г.В., Зелепугин В.Н., Розинов М.И., Салтыкова Т.Е. Изотопно-геохронологические исследования цирконов раннедокембрийских пород юго-восточной части Алдано-Станового щита: новые результаты, их геологическая интерпретация // Тихоокеан. геология. 2012. Т. 31, № 2. С. 3–21.
 10. Гурьянов В.А., Пересторонин А.Н., Диденко А.Н., Песков А.Ю., Косынкин А.В. Базитовые дайки верхнего палеопротерозоя Улкано-Учурского района (юго-восток Алдано-Станового щита): структурное положение, состав и обстановка формирования // Геотектоника. 2013. № 4. С. 47–60.
 11. Гурьянов В.А., Кириллов В.Е. Улканское плюмовое событие и его роль в формировании месторождений юго-востока Сибирской платформы // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы VI Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: ДВФУ, 2023. С. 389–394.
 12. Дуброва И.В. Урансодержащие твердые битумы в эффузивах // Геология руд. Месторождений. 1961. № 6. С. 107–111.
 13. Карсаков Л.П., Гурьянов В.А., Горошко М.В. Стратиграфия нижних горизонтов гипостратотипа рифея (юго-восток Сибирской платформы) // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 47–61.
 14. Кириллов В.Е. Околорудные изменения в вулканитах Улканского прогиба: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1993. 23 с.
 15. Кириллов В.Е., Бердников Н.В. О формационной принадлежности докембрийских глинисто-светлослюдистых метасоматитов // Тектоника, глубинное строение и геодинамика востока Азии: Материалы третьих Косыгинских чтений. Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2001. С. 279–286.
 16. Кириллов В.Е., Горошко М.В. Рубидий и стронций в породах юго-востока Сибирской платформы // Вопросы геологии, металлогении, поисков и оценки месторождений Дальнего Востока. Хабаровск: ДВИМС, 2002. С. 95–104.
 17. Кириллов В.Е., Гурьянов В.А. Геодинамические обстановки формирования рудных формаций юго-востока Сибирской платформы // Геологические процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы VI Всерос. конф. с междунар. участием. Владивосток: ДВФУ, 2023. С. 402–406.
 18. Кольцов А.Б. Особенности флюидного режима гидротермальных систем в углеродсодержащих толщах // Геохимия. № 3. С. 336–345.
 19. Лавров Н.П., Смилькстын А.О., Шумилин Н.В. Зарубежные месторождения урана. М.: Недра, 1983. 319 с.
 20. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.
 21. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран Российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
 22. Мельников В.И., Дергачева А.А., Нефедова Е.П. О формах концентрации урана в породах участков Конкули и Адаргай Учурского прогиба: Материалы по геологии урановых, редких и редкоземельных месторождений. 1995. (137). С. 72–82.
 23. Молчанов А.В. Металлогения урана щитов Сибирской платформы // Региональная тектоника и металлогения. 2001. № 13–14. С. 118–137.
 24. Молчанов А.В., Пуринг В.В. Реолиты, березиты и рыхлые коры выветривания Алданского щита. Разведка и охрана недр. 2016. № 6. С. 16–20.
 25. Мотов А.П. Рудоконтролирующая роль приразломных зон углекислого метасоматоза в складчатых поясах и щитах // Региональная геология и металлогения. 2002. № 16. С. 97–104.
 26. Омеляненко Б.И., Мосигутов Б.А. Березитизация пород вблизи урановых рудных тел // Изв. АН СССР. Сер. геология. 1969. № 10. С. 95–108.
 27. Пакульнис Г.В., Шумилин М.В. Месторождения урана типа «несогласия» района Атабаска (Канада): аналитический обзор зарубежных публикаций // Минеральное сырье. 2005. № 17. 102 с.
 28. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. М.: Недра, 1985. 247 с.
 29. Прохоров В.Г. Элементы-примеси в пиритах и возможности использования пиритов при поисках рудных месторождений // Геология и геофизика. 1965. № 9. С. 67–74.
 30. Тейлор Г.П. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970. С. 101–128.
 31. Тугаринов А.И. Источники рудного вещества по изотопным данным // Геология руд. месторождений. 1975. № 4. С. 30–43.
 32. Bruneton P. Geological environment of the Cigar Lake uranium deposit // Canadian J. Earth Sciences. 1993. V. 30 (4). P. 653–673.
 33. Dahlkamp F.J. Geological appraisal of the Key-Lake deposits, Northern Saskatchewan // Econ. Geology. 1978. V. 73. P. 1430–1449.
 34. Evans A.M. An Introduction to Ore Geology. Oxford: Blacwell Scientific Publications. 1980. 231 p.
 35. Fuchs H.D., Hilger W. Kiggavik (Lone Gall): an unconformity related uranium deposit in the Thelon basin, Northwest Territories, Canada // IAEA – Tecdoc-500. 1989. P. 429–454.
 36. Guryanov V.A., Peskov A.Yu. Ulkan paleorift structure in the south-eastern environs of the Siberian Platform: Age, Conditions, Sources, and Geodynamic Setting // Geosci. Research. 2017. V. 2, N 2. P. 59–71.
 37. Hoefs J. Stable Isotope Geochemistry. N.Y. Springer-Verlag. 1980. 207 p.
 38. Hoeve J., Sibbald I.I. On the genesis of Rabbit Lake and other unconformity-type uranium deposits in Northern Saskatchewan, Canada // Econ. Geology. 1978. (8). P. 1450–1473.
 39. Kirillov V.Ye., Berdnikov N.V. Ore potential of Precambrian

- unconformity zones in stratabound basins of the Aldan shield, Russia // *International Geological Review*. 1998. V. 40, N 2. P. 135–143.
40. Kominov A., Sverjensky D.A. Geological modeling of the formation of an Unconformity-Type Uranium Deposits // *Econ. Geology*. 1996. V. 91. P. 590–606.
41. Landais P., Dubessy J., Dereppe J.M., Philp P. (1993) Characterization of graphite alteration and bitumen genesis in the Cigar Lake deposit (Saskatchewan, Canada) // *Can. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. P. 743–753.
42. Larin A.M., Amelin Yu.V., Nemark L.A., Krymsky R.Sh. Origin of the 1.73–1.7 Ga Anorogenic Ulkan Volcano-Plutonic Complex, Siberian Platform, Russia: Inferences from geochronological, geochemical and Nd-Sm-Pb dates // *An. Acad. Brasil.* 1997. V. 69, N 3. P. 295–312.
43. Pagel M., Poty B., Sheppard M.F. Contribution to some Saskatchewan uranium deposits mainly from fluid inclusion and isotopic data // *Intern. Uranium Symp. on Pine Creek geosyncl.* IAEA, Vienna, 1980. P. 639–654.
44. Paquet A., Weber F. Petrographie et mineralogie des halos d alteration autor du gisement de Cigar Lake et leurs relation avec les minerallisation // *Can. J. Earth Sci.* 1993. V. 30. P. 674–688.
45. Tona F., Alonso D., Svab M. Geology and mineralization in the Carswell structure – a general approach. Carswell structure uranium deposits, Saskatchewan // *Geological Association of Canada*. 1985. (29). P. 1–18.
46. Wallis R.H., Saracoglu N., Brummer J.J., Golightly J.P. Geology of the McClean uranium deposits // *Uranium Exploration in Athabasca Basin, Saskatchewan, Canada* // *Geological Survey of Canada*. 1983. P. 82–11, 71–110.

Рекомендована к печати В.В. Раткиным
 после доработки 02.07.2024 г.
 принята к печати 12.09.2024 г.

ORE-BEARING QUARTZ-LIGHT-COLORED MICA METASOMATITES FROM THE ZONES OF REGIONAL PRECAMBRIAN UNCONFORMITIES IN THE EAST OF THE ALDAN SHIELD

V.Ye. Kirillov, V.A. Guryanov

Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Khabarovsk, Russia; e-mail: kirillov@itig.as.khb.ru; guryanov_v@mail.ru

The article examines and summarizes the results of studies on Late Proterozoic (1.32–1.15 Ga) ore-bearing (U, Mo, V, Zn, Ag) quartz-light mica metasomatites of the Uchur-Ulkan region in the eastern part of the Aldan Shield. Large faults and zones of structural and stratigraphic unconformities are shown to control the development of mineralization. Mineral compositions of metasomatites were studied and sericite, hydrosericite and roscoelite metasomatites with quartz were identified. Wallrock metasomatic features were described in gneisses, marbles, volcanic and sedimentary rocks and metasomatic zoning was determined in rocks of different types. The superimposed processes are of metamorphogenic nature and could be associated with Late Proterozoic rejuvenation processes, extraction of ore constituents from rocks of the Ulkan Complex (1.72–1.68 Ga) of the metamorphic basement of the Siberian platform and its platform cover. It is concluded that in terms of structural settings, age, and a number of composition characteristics, uranium ore deposits in the east of the Aldan Shield are similar to the Canadian and Onega “unconformity-type” deposits.

Key words: mineralization, quartz-light-colored mica metasomatites, structural and stratigraphic unconformities, Ulkan basin, Uchur basin, Aldan shield.