

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)
Институт Наук о Земле
Кафедра геологии месторождений полезных ископаемых

Ефремова Ульяна Сергеевна

**Закономерности размещения и особенности состава уранового
оруденения Туюканского рудного узла (Северное Забайкалье)**

Магистерская диссертация
по направлению 05.04.01 «Геология»

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:
к.г. - м.н., доцент А.М. Беляев

« » _____ 2019

Заведующий кафедрой:
к.г. - м.н., доцент И.А. Алексеев

« » _____ 2019

Санкт-Петербург
2019

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Методические аспекты и аппаратура.....	5
Глава 2. Геология и минерагения западной части Тонодского поднятия и Туюканского рудного узла.....	9
2.1. Геологическая изученность территории.....	9
2.2. Геологическое строение	12
2.2.1. Карельские структурно-формационные комплексы.....	13
2.2.2. Рифейские структурно-формационные комплексы	16
2.3. Тектоническое строение.....	19
2.4. История геологического развития.....	22
2.5. Полезные ископаемые	30
2.5.1. Вольфрам	30
2.5.2. Олово	30
2.5.3. Уран	31
Глава 3. Геологические черты и рудоносность Туюканского рудного узла.....	32
3.1. Месторождение и рудопроявления урана, геолого-петрографическая характеристика	32
3.1.1. Туюканское урановое месторождение	34
3.1.2. Рудопроявление Натали.....	48
3.1.3. Зона Западная	55
3.2. Выводы.....	57
Глава 4. Петрогеохимическая характеристика рудовмещающих пород	58
4.1. Граниты Кевактинского массива.....	58
4.2. Породы михайловской свиты	65
Глава 5. Вещественный состав оруденения	67
5.2. Геохронологические исследования урановой минерализации	74
Глава 6. К вопросу о типовой принадлежности уранового оруденения Туюканского рудного узла.....	78
Заключение	82
Список литературы.....	83

Введение

Забайкалье является одним из ведущих горнорудных районов России и обладает высоким потенциалом обнаружения урановых, благороднометалльных и олово-вольфрамовых промышленных объектов.

Туюканский урановорудный узел является одним из главных, перспективных на уран, объектов Северного Забайкалья. На данный момент на его территории установлено Туюканское месторождение и ряд рудопроявления урана, среди которых рудопроявление Натали с богатой урановой минерализацией.

Туюканское урановое месторождение впервые было выявлено в процессе работ по проведению аэрогамма-поисков (1977-1980 гг.) и последующей оценке выявленных аэроаномалий (1981-1983 гг.) ПГО «Иркутскгеология». В результате работ, были подсчитаны прогнозные ресурсы категории P_1 , P_2 и запасы категории C_2 , и месторождение было отнесено к разряду средних, перспективных для перевода в разряд крупных, и генетически связывалось с гидротермально-метасоматическим типом.

Для определения возможности выявления крупных и уникальных месторождений урана и оценки перспектив выявления месторождений типа «несогласия» в пределах Тонодского поднятия в 1985-1989 гг. ПГО «Сосновгеология» проводило работы по перспективному районированию на уран данной территории. По результатам работ большая часть урановорудных объектов Тонодского поднятия была отнесена к типу «несогласия» по ряду критериев, совпадающих с месторождениями типа «несогласия», определившимися в Канаде и Австралии. Туюканское урановое месторождение также было отнесено к типу «несогласия».

Однако работы 2014-2016 гг., проводившиеся ФГБУ «ВСЕГЕИ» в восточной части Тонодского поднятия (ГДП-200 листов О-50-I и О-50-II), не подтвердили принадлежность урановых объектов восточной части к типу «несогласия», и они были отнесены к связанному с гранитами гидротермальному типу месторождений с жильно-штокверковым оруденением эндогранитного и перигранитного подтипов.

В 2017 г. по государственному заданию «Геологическое доизучение площади листа О-49-XII (Саталах) масштаба 1:200 000» ФГБУ «ВСЕГЕИ» возобновил геолого-картировочные работы в западной части Тонодского поднятия, в том числе объектом изучения стала площадь Туюканского рудного узла. Таким образом, появилась возможность уточнения вещественного состава, возраста и закономерностей размещения эндогенного уранового оруденения Туюканского рудного узла.

Цель работы: определение главных закономерностей размещения и особенностей состава уранового оруденения на территории Туюканского рудного узла (РУ).

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

- сбор и анализ результатов работ предшественников по геологии и металлогении Туюканского рудного узла;
- характеристика вещественного состава руд и рудовмещающих пород Туюканского рудного узла;
- анализ закономерностей размещения уранового оруденения в пределах Туюканского рудного узла;
- определение возраста урановой минерализации;
- исследование типовой принадлежности уранового оруденения Туюканского рудного узла.

Фактический материал для проведения настоящего исследования был собран в 2017 – 2018 гг. Основная часть каменного материала была собрана в процессе полевых работ в 2018 г. в составе Саталахской партии ФГБУ «ВСЕГЕИ» при непосредственном участии автора.

Фактическим материалом стали пробы горных пород, слагающих территорию рудного узла, отобранных из коренных обнажений с поверхности, образцы пород из оставленного на месторождении керна скважин, пробуренных в процессе работ 1985-1989 гг., а также полевые наблюдения в процессе поисково-съёмочных и поисковых маршрутов масштаба 1:50 000, 1:10 000 и при составлении детальных геологических разрезов. Часть материала была предоставлена автору сотрудниками отдела геологии урановых месторождений и радиоэкологии ФГБУ «ВСЕГЕИ» по результатам полевых работ 2017 г.

Глава 1. Методические аспекты и аппаратура

В процессе участия в полевых работах автором и коллегами был собран материал по теме магистерской диссертации. В пределах Туюканского рудного узла были выполнены:

- поисково-съёмочные маршруты масштаба 1:50 000 с радиометрическими исследованиями – 29 пог. км;
- маршруты при поисках методом геологического обследования масштаба 1:10 000 с радиометрическими исследованиями – 2,4 пог. км;
- геологические маршруты по составлению литологических разрезов с радиометрическими исследованиями – 520 м;
- описание керна скважин на Туюканском месторождении и отбор проб;
- литохимическое опробование по коренным породам – 106 проб;
- отбор образцов для изготовления шлифов – 95 штук;
- отбор образцов для изготовления аншлифов – 10 штук;
- штуфное опробование – 6 проб.

Из отобранных в процессе полевых работ проб лабораторными методами было проанализировано 26 проб для петрогеохимической характеристики, изготовлено 40 шлифов и 4 аншлифа.

При проведении данного исследования использовался комплексный подход анализа рудных образцов и рудовмещающих пород, с точки зрения геохимических, петрографических, минераграфических и возрастных особенностей.

Представительные образцы гранитов Кевактинского массива чуйско-нечерского комплекса, габбро-долеритов медвежевского комплекса, а также углеродистых сланцев михайловской свиты были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редкоземельных элементов (РЗЭ) и U, Th, Y, Ta, Nb, Mo, W, Sn, Be, Rb, Sr, Zr, Hf, Cs, Ga, Ge в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» в количестве 26 проб.

Определение основных петрогенных оксидов было выполнено методом силикатного анализа. Силикатный анализ проводился методом атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-AES) и рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (XRF). Определение РЗЭ и U, Th, Y, Ta, Nb, Mo, W, Sn, Be, Rb, Sr, Zr, Hf, Cs, Ga, Ge было выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) способом «полного» разложения проб смесью концентрированных кислот и окислителей. Анализ проводился на приборах «ELAN- DRC-e» и «Agilent 7700х» с использованием компьютерной программы обработки данных, включающей автоматический учет изотопных и молекулярных наложений на масс-

спектральные аналитические линии определяемых элементов. Ошибка определений элементов методом ICP-MS составляет $\leq 5\%$.

Для изучения петрографических и минераграфических особенностей пород и рудных образцов на базе лаборатории пробоподготовки ресурсного центра СПбГУ были изготовлены 40 прозрачно-полированных шлифов и 6 рудных аншлифов. Петрографические и минераграфические наблюдения производились на микроскопе Leica DMLP в отделе геологии урановых месторождений и радиоэкологии ФГБУ «ВСЕГЕИ».

Также, в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН был проведен электронно-зондовый микроанализ рудных минералов в аншлифах и прозрачно-полированных шлифах. Сканирующий электронный микроскоп JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 1 нА, ZAF-метод коррекции матричных эффектов. Фотографии получены в режимах композиционного контраста (BEC) и вторичных электронов (SEI).

Для определения абсолютного возраста рудных образцов и рудовмещающих гранитов проводилось датирование U-Pb методом.

Из рудовмещающих гранитов были выделены зерна цирконов в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ». U-Pb возраст цирконов был определен на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe II) в Центре Изотопных Исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ». Для выбора участков (точек) датирования использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодо-люминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов. Накопление катодолюминесцентных изображений проводилось на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500. Рабочее расстояние составляло 28 мм, ускоряющее напряжение - 15 кВ, ток практически полностью сфокусированного пучка на цилиндре Фарадея – 10 нА. Измерения U-Pb отношений на SHRIMP-II проводились согласно методике (Williams, 1998). Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~4 нА, диаметр пятна (кратера) составлял ~25 мкм. Обработка полученных данных осуществлялась с использованием программы SQUID (Ludwig, 2000). U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет (Black and Kamo, 2003). Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне одной сигма, погрешности вычисленных конкордантных возрастов и пересечений с конкордией приводятся на уровне двух сигма. Построение графиков с конкордией (Wetherill, 1956) проводилось с использованием программы ISOPLOT/EX (Ludwig, 1999).

Для определения возраста урановой минерализации «из рудной пробы были выделены зерна уранового минерала массой 0,1-0,3 мг, которые промывались с ультразвуковой обработкой в тефлоновом бюксе спиртом, а затем водой. Далее зерна взвешивались на алюминиевой фольге на микровесах и переносились в бюксы из тефлона PFA Savillex объемом 3 мл. В бюкс добавлялись 3 капли 9N HCl и 3 капли 14N HNO₃ и раствор выпаривался на плитке при температуре 160°C. Далее добавляются 2 капли 10N HCl и пробы выпариваются до объема около 5 мкл, а затем - 6 капель 2,5N HCl и раствор охлаждается до комнатной температуры. С помощью дозатора переменного объема на 100 мкл жидкость делится на две аликвоты: 40 мкл для определения концентрации Pb и U; 80-90 мкл для определения изотопного состава Pb. Аликвоты взвешиваются на весах, в аликвоту для определения концентрации Pb и U добавляется и взвешивается 500 мкл ²³⁵U-²⁰⁸Pb смешанного трассера (изотопное разбавление -ID). Далее аликвоты в тефлоновых боксах на 3 мл выпариваются на плитке при температуре 160°C и охлаждаются до комнатной температуры. В бюксы с высушенными аликвотами добавляется по 10 мкл деионизированной воды. На рениевую катодную ленту держателя термоионизационного масс-спектрометра наносится по 2 мкл смеси силикагеля и 0,2N H₃PO₄, и по 1 мкл жидкости каждой аликвоты.

Измерения отношений изотопов свинца (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb) осуществлялось на термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре ThermoFinniganMAT Triton TI в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме (метод TIMS). Каждое измерение состояло из 5 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2,5-3,0 А и температуре 1350-1400°C. Для контроля правильности перед каждой партией проб измерялся международный стандарт Pb NIST 983. Средняя точность анализов составила 0,05% (2σ) для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9374, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4916, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7219) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0,12 % а.е.м. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для Pb, при составе ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.120, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.542, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.354.

Уран в форме UO₂ также измерялся на масс-спектрометре ThermoFinniganMAT Triton TI для концентрационных аликвот с тех же лент, что и свинец, но при более высокой температуре 1500-1550°C. Измерялось отношение изотопов урана ²³⁸U¹⁶O₂/²³⁵U¹⁶O₂. Каждое измерение состояло из 3 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 3,0-3,5 А. Измеренные отношения изотопов урана корректируются на масс-

фракционирование 0,12% а.е.м. Бланк во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для U. Обработка результатов анализа для расчета возраста производилась в программах К. Людвига (Berkeley Geochronology Center) PBDAT ver. 1.24 и ISOPLOT ver. 4.15» (Макарьев и др., 2019).

Статистическая обработка производилась в программе Microsoft Excel 2016. Графические материалы были подготовлены с использованием программ CorelDRAW 2017, ArcGIS 10.2.2 и AdobePhotoshop.

Глава 2. Геология и минерагения западной части Тонодского поднятия и Туюканского рудного узла

2.1. Геологическая изученность территории

«Первые сведения о геологическом строении данной территории относятся ко второй половине XIX и началу XX вв. – периоду первых маршрутных исследований П.А. Кропоткина (1873), В.А. Обручева (1891, 1907), А.Г. Герасимова (1905), П.И. Преображенского (1910), В.К. Котульского (1910) и др.

В 1923 г. В.А. Обручев составил сводку, в которой отразил все данные по геологии, геоморфологии и золотоносности Байкало-Патомского нагорья, собранные за весь дооктябрьский период исследований.

В тридцатых и начале сороковых годов геологические исследования проводили Е.В. Павловский (1930), В.Г. Дитмар (1947), З.М. Старостина (1935), В.В. Домбровский (1940), М.М. Одинцов (1939). Результатом этих работ явилось составление геологических карт различных масштабов и решение ряда вопросов, связанных с изучением стратиграфии Байкало-Патомского нагорья и выявлением новых месторождений слюды и золота. Стратиграфические построения различных исследователей этого периода между собой между собой плохо увязывались, а возраст интрузивных и осадочно-метаморфических образований трактовался различно. В 1941 г. Е.В. Павловский составил сводную работу, где приводит данные о протерозойском возрасте пород Байкальской горной области. На ней он относит мамскую толщу к нижнему, а бодайбинскую к верхнему протерозою. К такому же выводу пришел Н.П. Семенов (1948), исследовавший Мамскую кристаллическую полосу в 1942-1943 гг.

В 1948-1949 гг. на площади исследуемой площади группой геологов Иркутского геологического управления проводилась геологическая съемка масштаба 1:200 000. В этих работах участвовали П.М. Пекарин, М.А. Гладышев, Д.А. Кокорин, Л.И. Николаева, Ю.К. Дзинкас и другие. Большой заслугой исследователей этого периода является выявление мощных горизонтов дистеново-хлоритоидных пород, как потенциального сырья на алюминий. Одновременно ими отмечена перспективность территории района для выявления рудопроявлений касситерита и ильменита. Касаясь золотоносности района, авторы пришли к выводу о малой вероятности обнаружения погребенных россыпей бодайбинского типа, но подчеркивают возможность существования неглубоких современных россыпей. По их мнению, наиболее благоприятными в этом отношении являются: долина р. Прав. Туюкана, сквозная долина р.р. Большого Туюкана – Саталаха и участки высоких террас р. Саталаха.

Годом позднее С.И. Другов (1950) на основании своих материалов составил детальное описание геологических разрезов по рр. Бодайбо, Анангре, большому Патому, Хайверге, Лене и Витиму; подверг критическому анализу работы предшествующих исследователей и внес некоторую ясность в представление о геологии северной части Байкало-Патомского нагорья. В последующих работах (1956, 1958) он приводит сопоставление стратиграфических схем различных участков Байкало-Патомского нагорья. В 1958 г. Л.И. Салоп, используя материалы геологов Иркутского геологуправления, ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ и др., составил сводную геологическую карту Байкальской горной области в масштабе 1:500 000. Эта карта явилась большим вкладом в дело познания региона, но в то же время она не лишена погрешностей, отражающих господствующие в то время взгляды на геологию Байкало-Патомского нагорья. Следует отметить также большую работу, проведенную в 1953-1959 гг. В.М. Таевским и З.К. Таевской со своими сотрудниками в центральной части Байкало-Патомского нагорья (бассейн нижнего течения р. Витим, в районе рр. Большой Чуи, Мамы, Мамакана и Тахтыги). Основные положения разработанной ими схемы стратиграфии и вулканизма оказались примененными для большей части региона и вошли в свободную легенду Бодайбинской серии листов.

Также значительный вклад в изучение геологии района внесли В.К. Головенко (1957, 1960, 1961), Н.М. Чумаков (1959), А.К. Кондратенко (1962), Д.А. Великославинский (1957, 1962), А.Н. Казаков (1957, 1962), Б.В. Петров (1961), Ю.П. Казакевич (1953, 1956, 1957), Т.П. Жданов (1960)» (Баранов и др., 1969).

В 1960-1961 гг. в бассейнах рр. Большого Патома, Барщихи, Верхней и Нижней Язовой группой геологов Иркутского геологического управления под руководством В.А. Баранова проведена геологическая съемка масштаба 1:100 000, сопровождаемая большими объемами шлихового, металлометрического опробования и радиометрических исследований. В 1960 г. в верховьях р. Нижней Язовой и руч. Гремучего геологами партии № 25 Сосновской экспедиции ГГУ велись поисково-съёмочные работы в масштабе 1:25 000 с целью оценки радиоактивных аномалий.

В 1969 году была издана геологическая карта листа О-49-ХII масштаба 1:200 000 первого поколения, которая была составлена по материалам геолого-съёмочных работ масштаба 1:100 000, проведенных Иркутским управлением на 4-х листах в 1960-1961 гг.

В 1978-1980 гг. Туюканской партией ПГО «Иркутскгеология» под руководством А.И. Иванова была проведена групповая геологическая съёмка масштаба 1:50 000 в северо-западной окраине Байкало-Патомского нагорья, в бассейнах рек Бол. Патом, Бол. Туюкан, Мал. Туюкан, Саталах, Быстрая, Прав. Быстрая, Ниж. и Верх. Язовая. Партией

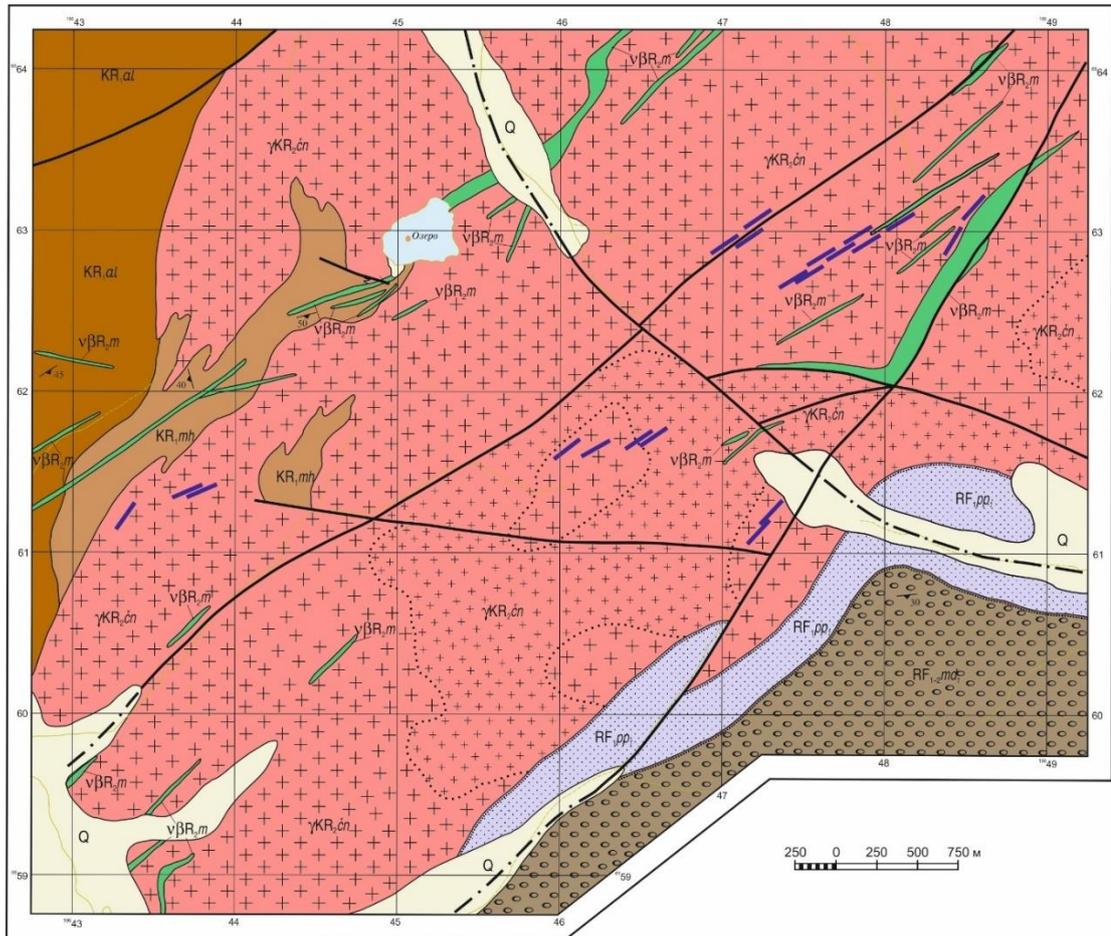
было изучено геологическое строение западной части Тонодского поднятия, выявлены закономерности размещения полезных ископаемых и составлена геологическая карта и карта полезных ископаемых. Были даны рекомендации на поиски месторождений олова, вольфрама, железа, магния, золота и урана.

В 1981-1983 гг. Северной партией ПГО «Иркутскгеология» под руководством А.Ю. Шманкевича вышел отчет о результатах геолого-геофизических работ в западной части Тонодского антиклинория. В результате работ при проверке аэроаномалий было выявлено месторождение урана Туюканское и определены запасы и прогнозные ресурсы по категориям С₂, Р₁, Р₂. Составлена геологическая карта масштаба 1:10 000.

В 1986-1989 гг. ПГО «Сосновгеология» под руководством А.М. Ковешникова было проведено перспективное районирование на уран территории Тонодского поднятия. В результате работ были составлены карты проявленности критериев и признаков уранового оруденения и прогноза на уран, карты радиогеохимического районирования, объемного строения гидротермально-метасоматических изменений масштаба 1:200 000.

2.2. Геологическое строение

В геологическом строении исследуемой территории (рис. 1) принимают участие карельские и рифейские структурно-формационные комплексы (СФК).



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

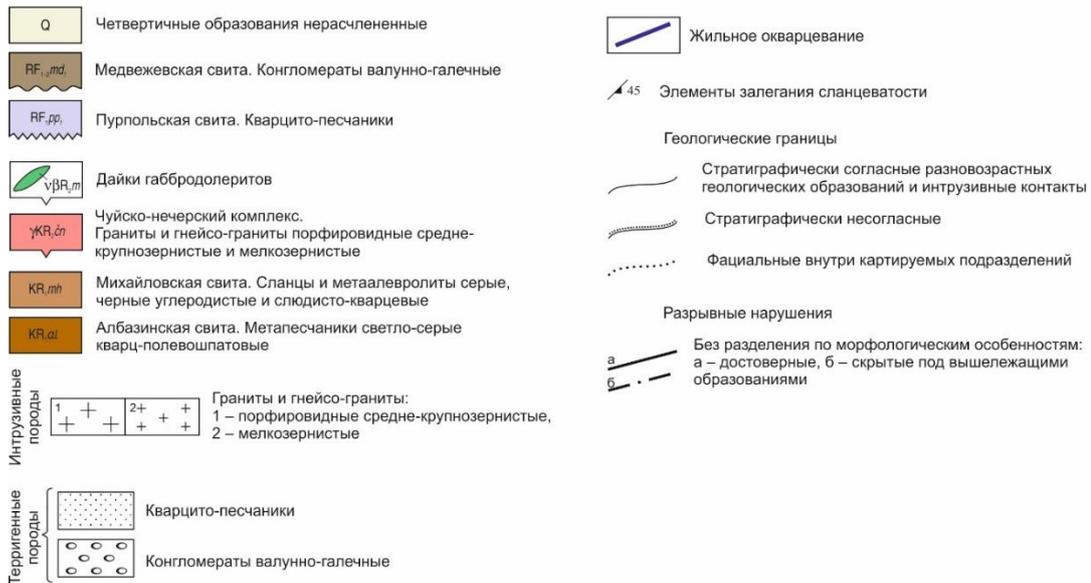


Рис. 1 Геологическая карта Туюканского рудного узла (составлена по результатам работ 2017-2018 г. при использовании материалов А.М. Ковешникова с дополнениями автора)

2.2.1. Карельские структурно-формационные комплексы

Албазинская свита (KR_{1al}). «Образует две субширотные полосы вдоль южной и северной краевых частей Тонодского поднятия. Свита сложена сланцами клиноцоизит-биотитовыми и хлорит-биотитовыми, метапесчаниками полевошпат-кварцевыми. Строение свиты двучленное.

В нижней части разреза (800–1000 м) резко преобладают сланцы с подчиненными слоями метапесчаников мощностью от 2 до 5 м. Верхняя часть свиты изучена в долине р. Кэвэктэ. Здесь снизу-вверх вскрываются:

1. Песчаники полевошпат-кварцевые;
2. Сланцы графит-биотит-мусковитовые, переслаивающиеся с песчаниками кварцитовидными;
3. Сланцы биотитовые углеродсодержащие;
4. Метапесчаники полевошпат-кварцевые;
5. Сланцы углеродистые биотитовые, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками;
6. Сланцы мусковит-биотитовые;
7. Песчаники полевошпат-кварцевые.

Общая мощность албазинской свиты 2000–2500 м.

Сланцы клиноцоизит-биотит-кварцевые, хлорит-биотитовые, графит-биотит-мусковитовые содержат акцессорные апатит, сфен, турмалин и циркон. Метапесчаники в основном полевошпат-кварцевые с бластопсаммитовой структурой, переходящей в лепидогранобластовую» (Макарьев и др., 2010).

«На исследуемой территории албазинская свита установлена в верхнем течении р. Большой Туюкан. Залегает в тектоническом блоке среди прорывающих ее гранитоидов чуйско-нечерского комплекса. Согласно перекрывается по разрезу отложениями михайловской свиты» (Митрофанова и др., 2012).

Михайловская свита (KR_{1mh}). «Образования свиты зафиксированы в двух тектонических блоках в междуречье Большой Патом–Большой Туюкан» (Митрофанова и др., 2012).

«К михайловской свите отнесены терригенные отложения, в основании которых залегают ритмично переслаивающиеся между собой углеродистые сланцы и углеродистые кварцевые песчаники. Породы смяты в серию сложных, почти изоклиальных, складок и «зажаты» между гранитоидами чуйско-нечерского комплекса и нарушениями, ограничивающими с северо-запада Тонодское поднятие. Они протягиваются узкой полосой шириной 1,5 – 3 км на 25 км от г. Находка до р. Большой Патом и лишь в

бассейне руч. Котлы, где кровля массива гранитоидов полого погружаются на северо-восток, вследствие чего в этом направлении происходит постепенное наращивание разреза и верха свиты вскрываются в бассейне руч. Котлы.

Отложения свиты расчленены на три подсвиты: нижнюю – песчано-сланцевую углеродистую, среднюю – песчано-алевролитовую и верхнюю – сланцево-песчаную. Общая мощность свиты – 2000 – 2150 м.

Нижняя подсвита (KR_1mh_1). Сложена переслаивающимися между собой углеродистыми сланцами и углеродистыми кварцевыми песчаниками и в целом для нее характерна четкая тенденция к возрастанию роли сланцев от подошвы к кровле. Мощность подсвиты составляет 425-450 м.

Средняя подсвита (KR_1mh_2). Расчленена на две пачки: нижнюю – существенно алевролитовую, верхнюю – сланцево-песчаную, которые имеют довольно резкую границу. Строение пачек монотонное. Мощность подсвиты составляет 650-700 м.

Верхняя подсвита (KR_1mh_3). Подразделена на четыре пачки: первую и вторую – песчаные, третью – песчано-сланцевую и четвертую – песчаную. Мощность подсвиты – 950-1000 м» (Иванов и др., 1982ф).

Чуйско–нечерский комплекс гранитоидный ($\gamma KR_2\check{c}n$). Комплекс распространен на территории Тонодского, Чуйского и Нечерского поднятий. Интрузивные образования, относящиеся к этому комплексу, были впервые описаны Н. П. Семененко в 1948 г. в бассейне р. Бол. Чуя и в дальнейшем относились к чуйско-кодарскому, либо к чуйско-кодарскому и амандракскому комплексам. Интрузии чуйско-нечерского комплекса представлены фрагментами двух крупных массивов – Кевактинского и Амандракского. На исследуемой территории мы можем наблюдать гранитоиды чуйско-нечерского комплекса в Кевактинском массиве.

Кевактинский массив. Кевактинский массив практически повсеместно сложен однородными по составу двуслюдяными порфиroidными и мелкозернистыми гранитами (γ). Жильная серия представлена аплитовидными гранитами ($\alpha\gamma$).

Двуслюдяные порфиroidные граниты микроскопически представляют собой массивные и частью рассланцованные породы с крупными (до 2-4 см) вкрапленниками микроклина, реже плагиоклаза и кварца в средне-крупнозернистой кварц-полевошпатовой основной массе. Преобладают крупнозернистые разновидности. Порфиroidные выделения, составляющие от 20 до 70% объёма породы, нередко деформированы и имеют «очковый» облик. Текстура гранитов массивная или очково-сланцеватая, структура гранитовая и порфиroidная. В составе преобладают микроклин (40–60%), плагиоклаз (20–30%), кварц (20–30%), буро-коричневый биотит (2–8%) и мусковит (2–10%).

Калиевый полевой шпат во вкрапленниках и в основной массе представлен микроклинпертитом. Некоторые вкрапленники частично альбитизированы и имеют рисунок «шахматного» альбита. Плаггиоклаз также замещается альбитом. Кварц присутствует в виде двух генераций: ранней - голубовато-серой, опаловидной и поздней - прозрачной, стекловатой. Акцессорными минералами являются циркон, ортит, титанит, апатит, титаномагнетит, клиноцоизит, турмалин и флюорит.

Мелкозернистые граниты по минеральному составу идентичны охарактеризованным и являются их фациальной разновидностью. Это массивные, равномернозернистые породы светло-серого цвета (с желтоватым оттенком), переходящие в мелко-среднезернистые разновидности и местами также рассланцованные. Из особенностей следует отметить наблюдаемую в них тесную ассоциацию биотита с цирконом, титанитом и апатитом. Граниты данной фации занимают не более 10% площади Кевактинского массива и приурочены к его апикальным частям - участкам провесов кровли и эндоконтактной зоне, где они контаминированы. На таких участках изометричной формы (размером от сотен метров до 1,5-2 км) наблюдаются постепенные переходы мелкозернистых гранитов в окружающие средне-крупнозернистые порфирировидные разновидности.

Аплитовидные граниты жильной серии представлены маломощными (0,1-2 м) крутопадающими, редко пологозалегающими телами, имеющие, в основном, субширотное простирание. Внедрение этих тел происходило по системе контракционных трещин и поле их развития, как правило, ограничивается контурами массива. Исключение составляет лишь междуречье руч. Колупаевский и р. Кевакта, где рядом с частично вскрытой апикальной частью массива во вмещающие породы прослеживается жильное тело аплитовидных гранитов с резкими секущими контактами.

В гранитоидах Кевактинского массива практически постоянно отмечается сульфидная минерализация (пирит, галенит, молибденит, арсенопирит, халькопирит). Заметно повышенные содержания сульфидов и флюорита тяготеют к жильным образованиям, а с выходами жильных тел аплитовидных гранитов часто ассоциируются локальные контрастные аномалии Pb, As и Au. В экзоконтактных зонах этих массивов формируются роговики с магнетитовой минерализацией и небольшие тела гранат-амфиболовых скарнов с признаками золотоносности.

Гранитоиды Кевактинского интродуцируют метаморфизованные отложения албазинской и михайловской свит нижнего карелия, в свою очередь, пересекаются дайками метадолеритов медвежевского комплекса и с размывом перекрываются отложениями нижнерифейской пурпольской и среднерифейской хорлухтахской свит. Позднекарельский

возраст этих массивов подтверждается геохронологическими данными, причем возраст в 1846 ± 8 млн. лет, полученный в ИГГД РАН уран-свинцовым методом по цирконам из гранитов Кевактинского массива, является на сегодня наиболее корректным определением времени становления чуйско-нечерского комплекса на данной территории (Пай и др., 2016).

2.2.2. Рифейские структурно-формационные комплексы

Пурпольская свита (RF_{1pp}) «обнажена вдоль северо-западной окраины Тонодского поднятия на участках глубокого размыва пород карельского фундамента. Пурпольская свита представлена пачками переслаивающихся кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов и высокоглинозёмистых сланцев с пирофиллитом, хлоритоидом и дистеном. На рассматриваемой территории нижняя часть свиты (30–60 м) сложена, главным образом, кварцевыми песчаниками и гравелитами, иногда с конгломератами в основании. В средней части разреза (60–80 м) преобладают высокоглинозёмистые сланцы с подчинёнными прослоями песчаников. В сланцах присутствуют горизонты с конкрециями дистена и хлоритоида. Верхняя часть (60–100 м) состоит из песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, для которых характерны волноприбойные знаки, знаки ряби и косая слоистость, а также фациальная неустойчивость (смена существенно кварцевых пород полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми вверх по разрезу и по латерали).

Общая мощность пурпольской свиты достигает 300 м. Местами мощность резко сокращается, а, в пределах Туюканского выступа, в приустьевой части р. Хайверга, свита полностью выпадает из разреза.

В пределах Тонодского поднятия, в основании отложений пурпольской свиты, фрагментарно прослеживается метаморфизованная остаточная кора выветривания.

Своеобразен химизм осадков пурпольской свиты, свидетельствующий об их принадлежности к высокозрелым образованиям. Средний химический состав сланцев отличается аномальными концентрациями глинозёма (32,6%), высокой общей железистостью, повышенными содержаниями TiO_2 при низких содержаниях щелочей (с резким преобладанием калия). Кварцевые песчаники характеризуются высоким содержанием кремнезёма (более 90%), а суммарное содержание щелочей и щелочноземельных элементов в них не превышает 1–2%. Геохимическая и минерогеническая специализация отчетливо выражена концентрированием элементов, устойчивых в условиях глубокого выветривания (Ti, TR, Zr, Th, Au). На анализируемой и прилегающих территориях пурпольская свита включает пласты магнетит-гематитовых руд

и глинозёмистого сырья с непромышленными параметрами, а также убогие палеороссыпные концентрации золота и титана (ильменита) в конгломератах и гравелитах.

Формирование пурпольской свиты, как принято большинством исследователей, является отражением мощного процесса химического выветривания, обусловленного длительным перерывом на рубеже верхнего карелия и рифея. Состав и характерная окраска пород свидетельствует об их принадлежности к красноцветным субплатформенным образованиям формации переотложенных кор выветривания. Свита не имеет повсеместного распространения и, по-видимому, накапливалась в остаточных впадинах раннерифейского пенеплена, о чём, в частности, свидетельствует частое налегание среднерифейских осадков непосредственно на карельские образования.

Отложения охарактеризованной свиты прорываются силлами метадолеритов медвежевского комплекса и несогласно, с размывом, перекрываются грубообломочными отложениями хорлухтахской свиты среднего рифея. Нижнерифейский возраст пурпольской свиты утверждён решением МСК» (Митрофанова и др., 2012).

Медвежевская свита (RF_{1-2md}) выделена В. К. Головенком в 1961 г. в бассейне р. Бол. Чуя, в приустьевой части р. Медвежевка.

«Отложения, включенные в состав медвежевской свиты, представлены набором пород от конгломератов до глинистых сланцев. Главную роль играют песчаники. Гравелиты и конгломераты встречаются спорадически и приурочены только к разрезам северо-западных крыльев Чуйско-Тонодской антиклинорной структуры. В этой зоне наиболее отчетливо сохранены структурные и текстурные особенности пород, минеральный состав, характер обломочного материала, а также цветовые признаки исходных пород. В составе свиты присутствуют вишневые тонкослоистые породы со слоями мелкозернистых кварц-гематитовых песчаников, алевропесчаников, алевросланцев. В бассейне рек Бол. Саталах и Мал. Туюкан развиты железистые кварциты гематит-магнетитовые и магнетитовые с содержанием железа общего более 25% (до 45%), развитые в зонах кислотного выщелачивания вдоль разломов и ассоциирующих с гематитовыми песчаниками и алевролитами. По составу глинистой фракции терригенные отложения медвежевской свиты характеризуются монтмориллонит-гидрослюдистым составом со значительной примесью железо-магнезиальных хлоритов» (Митрофанова и др., 2012).

Медвежевский вулканический комплекс. *Субвулканические образования (βR_{2m}).* На анализируемой территории в составе субвулканических образований данного

комплекса рассматриваются силлы и дайки метабазитов, распространённые на Тонодском поднятии.

«Дайки и силлы метадолеритов Тонодского поднятия прорывают все карельские образования (включая граниты Кевактинского массива), а также нижнерифейские отложения пурпольской свиты. Дайки этой группы укладываются в пояс протяжённостью 22 км и шириной до 4 км, контролирующийся зоной разломов субширотного северо-восточного простирания. Протяжённость отдельных даек варьирует от 0,7 до 8 км при мощности 150–250 м, контакты резкосекущие с крутым падением (под углом 70–80°) и развитием в эндоконтактах метадолеритов с афанитовой структурой. Силлы имеют более ограниченное распространение и локализованы в породах пурпольской свиты преимущественно вдоль северо-западного обрамления Тонодского поднятия. Их протяжённость составляет 0,6–3,8 км при мощности 100–150 м.

Метадолериты в значительной степени изменены и состоят из актинолита, эпидота, альбита и хлорита. Во второстепенных количествах отмечаются биотит, кварц, а также кальцит, придающий породе местами миндалевидную текстуру. Акцессорные минералы представлены титанитом и титаномагнетитом.

Контактовое воздействие рассмотренных субвулканических образований на вмещающие породы практически отсутствует или выражено слабо (в крупных дайках) в виде узких приконтактных зон ассимиляции мощностью 0,3–0,5 м. Вдоль контактовых поверхностей с вмещающими породами нередко прослеживаются трещины отслоения, заполненные жильным кварцем.

Охарактеризованные субвулканические образования по химическому составу в целом относятся к группе основных гипабиссальных пород нормального петрохимического ряда» (Пай и др., 2016).

2.3. Тектоническое строение

Тонодское поднятие выделяется в составе Прибайкальско-Патомской краевой системы Саяно-Байкальской складчатой области (рис. 2).

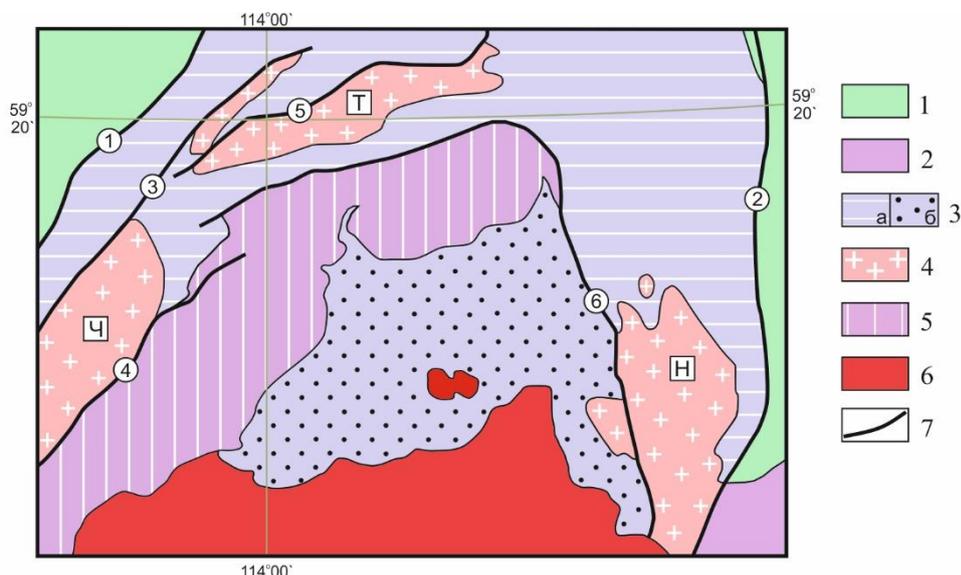
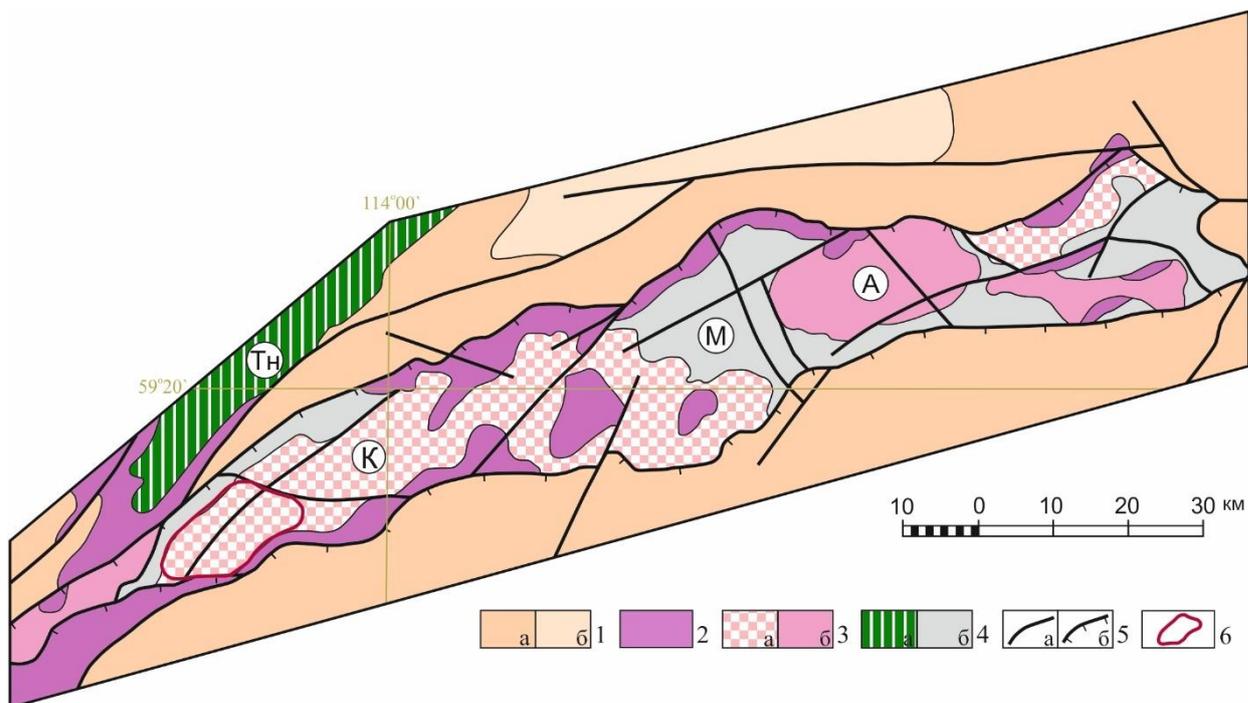


Рис. 2 Структурно-тектоническая схема Северного Забайкалья (Макарьев и др., 2019 с дополнениями автора)

1 - плита Сибирской платформы; 2 - Алданский щит; 3-5 - Саяно-Байкальская складчатая область. Структурно-формационные комплексы: 3 - рифейские Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба (а) и Олоkit-Бодайбинской палеорифтовой зоны (б); 4 - карельские Чуйского (Ч), Тонодского (Т) и Нечерского (Н) гранитоидно-метаморфических поднятий; 5 - позднеархейские-раннекарельские объединенные; 6 - палеозойский Ангаро-Витимский гранитоидный ареал-плутон; 7 - главные разломы (1 - Аkitкано-Джербинский, 2 - Жуинский, 3 - Туяканский, 4 - Чуйский, 5 - Алканский, 6 - Чипикетско-Нечерский).

«Прибайкальско-Патомская краевая (перикратонно-надвиговая) система представляет собой ансамбль тектонически совмещенных коллизийными процессами линейных блоков – краевых выступов дорифейского основания (фундамента) и реликтов Прибайкальско-Патомского перикратонного прогиба с рифейскими параплитными комплексами. Прибайкальско-Патомский перикратонный прогиб состоит из разделенных разломами блоков рифейских отложений, взброшенных и надвинутых на платформенный чехол по зоне глубинного Аkitкано-Джербинского разлома. Непосредственно Тонодское поднятие ограничено с севера Алканским надвигом.

Структурный план Тонодского поднятия (рис. 3) сформирован диагональными и продольными субширотными системами разрывных нарушений с широко развитыми раннепалеозойскими покровно-надвиговыми структурами, в частности, вдоль тектонических ограничений поднятия. В геологическом строении отчетливо выделяются два структурных этажа – раннепротерозойский и рифейский.



1-2 - отложения рифейского чехла: 1 - среднерифейские балаганахской серии (а) и верхнерифейские дальнетайгинской серии (б); 2 - нижнерифейские пурпольской и медвежьей свит; 3-4 - образования кристаллического фундамента: 3 - позднекарельские гранитоиды чуйско-нечерского комплекса, в том числе порфирировидные граниты (а) и лейкограниты (б); 4 - нижнекарельские зеленокаменные (а) и песчано-сланцевые албазинской и михайловской свит (б); 5 - разрывные нарушения (а), в том числе надвиги (б); 6 - границы Туюканского рудного узла
 Буквы в кружках: главные морфоструктурные элементы Тонодского поднятия (М - Михайловская брахисинклинали, К - Кевактинский, А - Амандраковский гранитоидные массивы), Тн - Туюканский выступ.

Рис. 3 Структурный план Тонодского поднятия (Макарьев и др., 2019 с дополнениями автора)

Нижний структурный этаж (кристаллическое основание) разделяется на раннекарельский и позднекарельский структурные ярусы. Раннекарельский ярус слагают (вулканогенно)-осадочные породы кевактинской серии в объеме албазинской и вышележающей михайловской свит. Кевактинская серия сопоставляется с раннекарельскими зеленокаменными образованиями Прибайкалья, Аkitканского протовулканогена и Чарско-Олекминской гранит-зеленокаменной области Алданского щита. Метапесчаниковая албазинская свита обнажена по периферии Тонодского поднятия, а высокоуглеродистая алевросланцевая михайловская свита наиболее полно сохранилась в его центральной части на площади Михайловской брахисинклинали.

Позднекарельский ярус формируют массивы гранитов чуйско-нечерского комплекса. Наиболее крупные из них – Кевактинский, занимающий всю западную часть Тонодского поднятия. Кевактинский массив сложен в основном порфирировидными двуслюдяными гранитами, которые в его южной части претерпели значительные динамометаморфические изменения с развитием бластокатаклаза, разгнейсования и очково-гнейсовых текстур» (Макарьев, Миронов, 2014).

Албазинская и михайловская свита смяты в серию линейных складок, зажатых между гранитами чуйско-нечерского комплекса и разломом, ограничивающим с северо-запада Тонодское поднятие (Иванов и др., 1982ф).

«Верхний структурный этаж (осадочный чехол), маркирующийся регионально проявленным предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием (ССН), представлен ниже-среднерифейскими отложениями пурпольской и медвежевской свит, несогласно перекрывающимися по периферии поднятия среднерифейскими отложениями балаганахской серии. Породы пурпольской свиты деформированы в очень пологие мультисубпараллельные и моноклиналильные формы (Иванов и др., 1982ф).

Продукты рифейского магматизма – дайки, силлы среднерифейских габбро-долеритов медвежевского комплекса» (Макарьев, Миронов, 2014).

Туюканский рудный узел приурочен к западной части Тонодского поднятия (рис. 3). В тектоническом строении данной территории также выделяются два структурных этажа – раннепротерозойский и рифейский – в составе тех же отложений и комплексов, отмеченных для всего Тонодского поднятия.

В пределах территории Туюканского рудного узла установлена серия разрывных нарушений (рис. 1), имеющих северо-западную, северо-восточную и реже близширотную ориентировку. Среди разрывных нарушений можно выделить:

- нарушения, заложенные в период становления гранитов чуйско-нечерского комплекса. Они определяют блоковое строение площади. В процессе геологического развития большая часть разрывных нарушений неоднократно подновлялась, что привело к формированию значительных по мощности (до 1 км) зон катаклаза, милонитизации и расщепления пород. В некоторых случаях разрывные нарушения определяют план современной гидросети, дренирующей площадь участка. Разломы северо-восточного простирания контролируют внедрение даек основного состава (Шманкевич и др., 1983ф);

- нарушения, заложенные в последующие этапы тектонической активизации. Для этих нарушений характерно субширотное простирание. На дневной поверхности нарушения проявлены крупными уступами и зонами интенсивного расщепления пород (Шманкевич и др., 1983ф).

По данным работ предшественников (Иванов и др., 1982ф), эти разрывные нарушения являются мезоглубинными, а время заложения большинства из них относится к раннему протерозою.

2.4. История геологического развития

«Архейский акрон – время становления земной коры и начало ее геологической истории. Документированных данных для восстановления реальных событий в раннем архее нет. Образования раннеархейского эона предполагаются на территории листа только в фундаменте чехла платформы и в нижних частях земной коры на остальной территории. Предполагается преимущественно серогнейсовый состав архейских образований.

Позднеархейский эон характеризовался формированием вторичных вулканических поясов (троговых структур) вдоль зон глубинных разломов. Характерной чертой является преимущественное развитие серогнейсовых комплексов в бортах трогов; приуроченность трогов к долгоживущим полициклическим глубинным разломам северо-западного простирания. Первичная природа трогов неизвестна. Существуют различные представления об их природе. Наиболее вероятно их рифтогенное происхождение, связанное с процессами деструкции первичной земной коры.

В пределах выступов дорифейского фундамента в краевой части платформы выделены метаморфические образования, условно датированные как верхний архей–ранний карелий (чуйская толща)» (Митрофанова и др., 2012).

Протерозойский цикл

«Карельский цикл характеризуется обособлением крупных геоблоков – протократонов, разделённых межкратонными прогибами. В начале этапа по периферии кратонов происходило формирование протоперикратонных прогибов регионально несогласных относительно структур архея. В Байкало-Патомском нагорье прослеживаются реликты этих структур, сложенных отложениями кевактинской серии. В пределах площади они представлены албазинской и михайловской свитами, слагающими Тонодский выступ.

Образования кевактинской серии по литолого-фациальным, вещественным, текстурным и другим особенностям характеризуют условия близкие флишоидному осадконакоплению. Не имея данных о реальном распространении этого комплекса, можно предположить, что бассейн осадконакопления карельского этапа занимал территорию, ограниченную с одной стороны крупным блоком кристаллических образований чуйской толщи, а с другой – краевой частью Ангарского кратона (кристаллического фундамента Сибирской платформы). Ширина карельского палеобассейна, в котором происходило накопление мощной толщи осадочных и вулканогенно-осадочных образований на участке Байкало-Патомского нагорья, могла составлять 60–100 км.

Судя по многочисленным фрагментам зеленокаменных пород, выходящих на дневную поверхность в поднятиях, горст-выступах или других эрозионных структурах в виде цепочки вдоль юго-восточной окраины Сибирской платформы, общая протяжённость данной полосы превышает 1 000 км. Таким образом, получается, что это был узкий и глубокий удлинённый прогиб земной коры, заполненный мощными толщами осадочных и вулканогенных пород.

Характер этого бассейна осадконакопления и его принадлежность определённой тектонической структуре точно не определены. Не исключена его принадлежности к структурам зеленокаменных поясов.

Судя по наличию продуктов основного вулканизма в низах разреза кевактинской серии, на начальных этапах эта структура закладывалась как сложная трогово-островная система, быстро вовлекавшаяся во всеобщее погружение. В центральной части, вероятно, существовали условия относительного глубоководья с ритмично-пульсационным характером нисходящих движений. Здесь формировались осадки флишоидного типа с характерным тонкоритмичным строением и признаками градационной слоистости.

Характерной особенностью этих отложений на участке Байкало-Патомского нагорья является насыщенность их углеродсодержащими породами, количество и мощность пластов которых вверх по разрезу постепенно возрастает. Степень «заражённости» осадков органическим веществом различна. Одна из главных причин распространения органической жизни на этом рубеже усматривается в иницирующей роли вулканических процессов, в значительной степени определяющих температурный и гидродинамический режим бассейнов осадконакопления, а также солевой и газовый состав вод. Этим же, по-видимому, объясняется и геохимическая специализация осадочных пород кевактинской серии, выражающейся в их высокой железистости и магниальности, низкой щёлочности, повышенных содержаниях урана, золота, свинца, меди, ванадия и других металлов.

К концу карелия режим погружения постепенно угасает, бассейн начинает замыкаться, происходит инверсия тектонических движений со сменой нисходящих движений условиями неравномерно проявленных поднятий. Наиболее показателен в этом отношении Тонодский антиклинорий, т.к. именно на его месте ранее существовали условия относительно глубоководного бассейна, где накопились осадки значительной мощности. Здесь инверсия произошла в наиболее полном виде и в дальнейшем оказалась необратимой.

Кульминационным моментом в орогенном этапе поздних карелид является формирование тел гранитоидов чуйско-нечерского комплекса, которые завершают период

позднекарельских складчатых и разрывных деформаций. В это время Байкало-Патомское нагорье на большей своей территории представляло собой в палеогеографическом отношении поднятую горную область.

В металлогеническом плане карельский цикл, особенно поздний его этап, является одним из важнейших в геологической истории рассматриваемого региона. С формациями этого возраста в той или иной степени связаны многие рудные месторождения, в значительной мере определяющие металлогению района в целом.

Рифейский этап

Начало рифейского времени является одним из наиболее значительных рубежей в области, представляя собой временной, тектонический и формационный репер трансрегионального масштаба. Ему предшествовало замыкание карельского бассейна и последующая длительная «пауза» тектонического покоя. В течение этой паузы высокоподнятая складчатая область подверглась интенсивному размыву, которым был денудирован верхний «слой» позднекарельских, а на некоторых участках (Чуйское поднятие) и нижнекарельских формаций. Мощность подвергнутых денудации отложений, по самым общим расчётам, может быть оценена, как минимум, в 4–6 км.

В результате денудации горная область была повсеместно пенепленизирована, что создавало благоприятные предпосылки для формирования мощных высокозрелых кор химического выветривания. Процесс этот имел региональный характер и, по-видимому, долгое время практически не прерывался оживлением тектонических движений. Возобновление последних означало наступление нового цикла, который начался с разрушения и переотложения продуктов кор выветривания пенеплена. Таким образом, с тектонической точки зрения начало формирования рифейских осадков (пурпольская свита) знаменует новый этап активизации прогиба.

В Байкало-Патомском нагорье рифейский этап рассматривается по уровням (этапам), соответствующим региональным горизонтам, принятым в позднедокембрийских региональных схемах Сибирской платформы.

Пурпольский этап фиксируется по появлению в разрезе высокозрелых осадков, несогласно залегающих на подстилающих образованиях нижнего протерозоя. Исключительное преобладание кварцевого материала, хорошо окатанного и отсортированного, свидетельствует об относительно удалённом источнике питания, которым могла быть кратонная окраина Ангарской плиты с глубоко проработанными корами выветривания.

Судя по мощностям накопленных осадков, компенсирующих бассейны осадконакопления, глубина прогибания ложа к концу пурпольского времени местами

могла достигать 600–800 м. Бассейны осадконакопления пурпольского времени незначительны по площади и привязаны, в основном, к периферии современных поднятий (Нечерского, Тонодского, северо-западной части Чуйского). Признаков их площадного развития не наблюдается.

Медвежевский этап. Деструктивные процессы ранне–среднерифейского этапа тектоно-магматической активизации завершаются в «медвежевское» время, когда вдоль крупных зон разломов заложились разрозненные глубокие трогивпадины, как правило, вулканогенного типа. Эти трогивпадины не занимали обширных площадей и были сугубо локальными структурами. Наиболее полно базальтовый вулканизм проявлен в прифронтальной части Чуйского поднятия, по р. Бол. Чуя в приустьевой части р. Медвежевка, которая является стратотипической местностью для медвежевской свиты. Там же были обнаружены подводящие каналы в виде даек метадолеритов и долеритовых порфиритов, что послужило обособлением тех и других в медвежевский вулканический комплекс.

В пределах Тонодского поднятия выявлены лишь субвулканические образования (дайки и силлы), служившие подводящими каналами для базальтовой магмы. Вулканизм ограничился стратотипической местностью, оказался довольно скоротечным и не везде проявился с одинаковой полнотой. Значение медвежевского этапа в геологической истории региона знаменуется заложением локальных прогибов трогового типа в обстановке рассеянного рифтогенеза, охватившего всю северную часть Байкальской складчатой области. Наметившаяся, таким образом, окраинно-континентальная рифтогенная обстановка на Тонодской площади прослеживается в смежных структурах, в том числе и в Прибайкалье.

Баллаганахский этап. Территория Байкало-Патомского нагорья продолжает своё развитие в условиях устойчивого погружения глубоко расчленённого ложа бассейна и формирования мощной молассоидной терригенной толщи в объёме хорлухтажской, хайвергинской и бугарихтинской свит. Главной областью сноса терригенного материала служила окраина Сибирского кратона, поставлявшая относительно зрелый материал, а также система островов Тонодского и Чуйского выступов, формирующих полимиктовые грубообломочные осадки. За время накопления терригенных формаций в окраинном бассейне седиментации «баллаганахский» краевой прогиб углубился как минимум на 3 500 м, соответственно и «Тонодский» блок, как островное поднятие, временно (около 300 млн лет) отделяющее внешнюю структурно-формационную зону от внутренней (Бодайбинской) «вырос» на эту величину.

Баллаганахский этап завершается формированием довольно однородной фациально устойчивой карбонатной толщи, сформированной в условиях шельфа пассивной континентальной окраины, заложенного на осадках, компенсирующих прежние прогибы и островных поднятиях, служивших ранее источниками терригенного питания осадконакопления смежных прогибов. Этот временной формационный уровень, представленный мариинской свитой, является четким репером, отражающим наиболее характерную особенность данного этапа, не отмечавшуюся в более ранней истории Байкало-Патомского нагорья – повсеместное установление режима кратковременной тектонической стабильности. Этим этапом завершается первый крупный макроритм в общем цикле рифейского осадконакопления материковой окраины, на котором зародились и первые углеродистые формации терригенного типа.

Дальнетайгинский этап. После кратковременной тектонической стабилизации, заложенной на предыдущем этапе, территория Байкало-Патомского нагорья вновь вступила в фазу активного погружения. На огромном пространстве вдоль южной окраины Сибирского кратона сформировался крупный морской бассейн. Береговая линия продвинулась вглубь кратона. По мере наступления моря на сушу, формировались прибрежные грубообломочные отложения, которые широкой полосой стали окаймлять внутренние глубоководные осадки. По периферии джемкуканского бассейна отмечаются скопления грубообломочного материала дельтовых фаций и конусов выноса. Во внутренние, более удалённые от дельтовых фаций и, вероятно, глубокие части бассейна, поступал уже тонкий материал повышенной зрелости и дифференцированности. Здесь уже, как у подножия континентального склона, формировалась флишоидная толща в ритмичном чередовании олигомиктовых песчаников, алевролитов и углеродистых сланцев, которая выделяется нами как углеродсодержащая песчано-сланцевая формация. Судя по фациальному ряду отложений джемкуканского времени и присутствию характерных турбидитовых осадков, джемкуканская формация занимала уже обширное «сквозное» пространство во внешних и внутренних фациальных зонах Байкало-Патомского нагорья.

После заполнения терригенными осадками джемкуканского бассейна, вновь устанавливается шельфовая обстановка осадконакопления. На больших пространствах преобладающим становится карбонатное накопление (баракунская свита) и формируется углеродсодержащая карбонатная формация. Заключительная стадия дальнетайгинского этапа характеризуется новым неравномерным прогибанием морского ложа с расширением внешних границ бассейна осадконакопления и накатыванием береговых линий на краевые части кратона. В глубоководной части бассейна формируется флишоидная толща с

большим количеством углеродистых сланцев. По мере приближения к краевым частям прогиба песчано-алевритно-сланцевый разрез формации постепенно замещается известняками прибрежно-мелководных фаций и резко песчаниками и более грубозернистыми терригенными образованиями.

С завершающими стадиями дальнетайгинского этапа связан один из хорошо выраженных геохимических рубежей, на котором происходило сингенетическое накопление урана, ванадия, молибдена, золота (во внутренних зонах), фосфора, свинца, цинка (во внешних зонах). Их концентрации в углеродистых и карбонатных пачках превышают кларковые значения в 2–5 и более раз.

Жуинский этап. В последующей верхнерифейской истории развития Байкало-Патомского прогиба вновь появляется дифференциация условий осадконакопления, но она является следствием не активизации тектонических движений, а, наоборот, их дальнейшей стабилизации. Тектонический режим приобретает черты, близкие к субплатформенным, в то время как бассейн седиментации продолжает расширяться к западу и востоку. Происходит накопление терригенно-карбонатных (никольская свита) и биогермно-карбонатных (ченчинская свита) отложений. Этот процесс предшествует всеобщей трансгрессии моря с образованием «панплатформенной» мелководной равнины, характеризующей вендский этап и начало фанерозойского платформенного цикла.

Юдомский этап. В юдомское время территория Байкало-Патомского нагорья испытывала унаследованное развитие от остаточных структур рифейского этапа. Со стороны Муйской троговой системы наметилось поднятие, которое многими исследователями рассматривается как орогенное на месте Байкало-Муйского офиолитового пояса. Между окраиной Сибирского кратона и этим поднятием обозначился сквозной узкий прогиб окраинного моря с некомпенсированным осадконакоплением. В приплатформенной части Приленской зоны юдомский этап характеризуется дальнейшим продвижением береговых линий бассейна вглубь Сибирского кратона. Поступивший с платформенной стороны материал в юдомское время создал толщу преимущественно кварцевых песчаников (жербинская свита) мощностью 600 м.

Во второй половине юдомского этапа остаточный прогиб полностью компенсируется и в дальнейшем прекращает своё существование. В верхах разреза юдомского горизонта повсеместно появляются карбонатные породы (тинновская свита), свидетельствующие о практически полном прекращении поступления обломочного материала со стороны кратона, а также об общей тектонической стабилизации региона. Береговая линия бассейна вендских отложений уходит далеко за пределы рассматриваемой территории.

В целом, рифейско–вендский цикл формирования перикратонного прогиба характеризуется четырьмя стадиями активного прогибания ложа: ранне–среднерифейской (пурпольская, хорлухтагская, хайвергинская, бугарихтинская свиты), среднерифейской (джемжуканская свита), верхнерифейской (валюхтинская свита), вендской (жербинская свита). Им соответствуют интервалы временной стабилизации, выражающейся хомогенным и биогермным карбонатонакоплением в условиях мелководных шельфовых зон (мариинская, баракунская, никольская и ченчинская, тинновская свиты). Общая мощность накопленных отложений, соответствующая глубине погружения осевой части прогиба, достигает 8 340–8 500 м. Береговая линия рифейского бассейна осадконакопления продвинулась в сторону кратона на 100–150 км.

Фанерозойский цикл

Ранний палеозой. Начало фанерозоя ознаменовано всеобщей морской трансгрессией, охватившей всю территорию Сибирской платформы и, вероятно, большую часть Саяно-Байкальской складчатой области. К этому времени относится начало повсеместного формирования платформенного чехла, которое на отдельных участках, особенно в пределах перикратонных опусканий, началось раньше. На территории Байкало-Патомского нагорья накопилось осадков нижнего–верхнего кембрия мощностью около 1 900 м.

Во второй половине раннего палеозоя Байкальская складчатая область вступила в новую фазу своего развития, которая сыграла особую роль в формировании современного геологического образа Байкало-Патомского нагорья, и, что особенно важно, в его металлогении. С этим этапом (Є₃–S) связывается один из наиболее конструктивных периодов в истории геологического развития всего складчатого обрамления Сибирской платформы, который характеризуется возрождением мощных тектонических движений, контрастных магматических процессов, высокотемпературного зонального метаморфизма и гранитобразования. Тектоно-магматическая активизация связывается с активизацией глубинного теплового и магматического источника (плюма) и формированием гранитоидных массивов Ангаро-Витимского ареал-плутона.

В осадочных формациях рифея и венда в пределах Приленской зоны, а также в плитном комплексе фанерозоя на прилегающей территории Сибирской платформы палеозойский этап активизации выразился в сложных пликативных дислокациях и хрупких деформациях пород. В подобную складчатость были вовлечены осадочные формации чехла платформы вплоть до силурийского возраста. Есть основания полагать, что именно в этот этап на фоне зарождающегося сводового поднятия отдельные блоки фундамента, вместе с перекрывающими образованиями, приобрели способность

ускоренного всплывания. С этого момента зародившийся «ороген» становится областью избирательной денудации, активно продолжающейся в девонское время, и в последующие этапы тектоно-магматической активизации. Судя по суммарной мощности рифей–палеозойских образований, перекрывающих фундамент, Тонодский выступ за все это время был поднят, как минимум, на 5 300 м.

Средний-поздний палеозой. Этот этап активизации в регионе явился отражением процессов, весьма интенсивно протекавших на Сибирской платформе в условиях рассеянного рифтинга и приведших к формированию тел габбродолеритовой формации (жаровского комплекса). В смежной – Средне-Витимской – горной стране, в зоне влияния Северо-Азиатского суперплюма произошло формирование гранитоидного Ангаро-Витимского ареал-плутона. Под влиянием глубинных флюидов произошло перераспределение рудного вещества и окончательное формирование благороднометалльных месторождений золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-ртутной формаций, а также уранового оруденения, связанного с березитами и эйситами.

Мезозойский этап. В юрское время активизационные процессы нашли отражение в образовании огромных прогибов и впадин, заполненных осадочными породами континентальной полимиктовой конгломерат-песчаниковой и угленосной формаций.

В конце мезозоя в Байкальской горной области начинается новый орогенез, выразившийся в сводово-глыбовом поднятии территории, в заложении и активном развитии системы крупнейшего Байкальского рифта. Этот процесс продолжается и в современный период.

Неотектонические движения кайнозоя, проявившиеся в Байкало-Патомском нагорье, в значительной степени усложнили его структуру, привели к тектоническому оживлению и создали условия для широкого развития молодых гипергенных процессов» (Пай и др., 2016).

2.5. Полезные ископаемые

В западной части Тонодского поднятия сосредоточены пункты минерализации и рудопроявления урана, олова и вольфрама, а также малые месторождения олова Находка и урана Туюканское.

2.5.1. Вольфрам

«Проявление вольфрама Приозерное расположено в пределах кольцевой структуры в бассейне р. Бол. Туюкан и включает штокверковые зоны шеелит-кварцевого прожилкования в метапесчаниках албазинской свиты. Относится к шеелитовой кварцевой формации. Мощность зон достигает 20 м. Количество кварцевожильного материала в них составляет 3–5 %. Текстуры руд прожилковые и брекчиевые. Оруденение в целом убогое. В двух сечениях содержание вольфрама достигает 0,1 % на мощность 0,5 м. Зоны характеризуются повышенными содержаниями олова, молибдена (до 0,001 %), реже мышьяка (до 0,005 %) и бора (до 0,05 %). Выявлены аномалии золота (до 1–3 г/т). Кроме охарактеризованных шеелит-кварцевых зон, в центральной части кольцевой структуры прослежена на 800 м зона с более богатой шеелитовой минерализацией. Содержание шеелита в шлихах здесь составляет 5–10 г/м³. Сколковое опробование показало высокие содержания вольфрама (до 0,1–2,4 % WO₃), серебра (до 60 г/т), мышьяка (до 1 %) при повышенных висмута (до 0,006 %) и олова (до 0,002 %). Имеются перспективы выявления богатых рудных тел» (Митрофанова и др., 2012).

2.5.2. Олово

«Оловорудная сульфидно-кварцевая формация характерна для объектов Тонодского поднятия. Наиболее крупным объектом считается проявление (малое месторождение) Находка.

Проявление олова Находка локализовано в горизонте метапесчаников михайловской свиты, прорванных раннепротерозойскими гранитами чуйско-нечерского комплекса и позднерифейскими гранит-порфирами язовского комплекса. К кровле горизонта песчаников приурочена рудная жильно-прожилковая зона окварцевания и сульфидизации мощностью до 20–30 м и протяженностью 1000 м. В ее пределах выделяются многочисленные рудные тела длиной от 40 до 240 м, мощностью 0,7–15,7 м, со средними содержаниями олова от 0,1 до 1,68 %. Оловорудная минерализация представлена исключительно касситеритом. Распределение его весьма неравномерное. Преобладает гнездово-вкрапленный тип оруденения. Среди сопутствующих сульфидов преобладают пирротин, пирит и сфалерит. Их количество в рудных телах составляет 10–30 %. Рудные тела отличаются повышенными содержаниями золота (до 1–3 г/т), серебра (до 500–1000 г/т), свинца, висмута и мышьяка. Детально опробована рудная зона № 1 с прогнозными ресурсами олова по категории P₁ – 0,7 тыс. т, по категории P₂ – 1,5 тыс. т при среднем содержании олова 0,35 %. Кроме рудной зоны № 1, прогнозируются еще

четыре аналогичные зоны. Для них прогнозные ресурсы P_3 (с учетом коэффициента достоверности прогноза 0,7) составляют 9,6 тыс. т олова. Предварительная оценка объекта свидетельствует о необходимости продолжения работ, а высокие содержания касситерита (более 150–200 г/м³) в делювии на участке свидетельствуют о возможном выявлении делювиальной россыпи касситерита.

К юго-западу от участка Находка выявлен пункт минерализации с содержанием олова до 1 %. Проявления олова на р. Бол. Патом, на водоразделе рек Бол. Туюкан и Саталах и на участке Кагал подобны проявлению Находка и отнесены к числу перспективных на выявление месторождений олова» (Митрофанова и др., 2012).

2.5.3. Уран

Урановые объекты, выявленные в западной части Тонодского поднятия, выделяются в зонах структурно-стратиграфических несогласий.

«Малое месторождение урана Туюканское расположено на западе Тонодского поднятия в Кевактинском массиве гранитоидов чуйско-нечерского комплекса, на которые несогласно и с размывом налегают высоkozрелые отложения нижнерифейской пурпольской свиты. Урановое оруденение локализуется в субширотном тектоническом нарушении. Вмещающие породы – дезинтегрированные и сильно измененные граниты с ксенолитами вмещающих парапород михайловской свиты.

Проявление урана Натали расположено вблизи Туюканского месторождения и локализовано в углеродистых сланцах михайловской свиты. Выявлено два радиоактивных ореола» (Митрофанова и др., 2012).

Более подробно Туюканское месторождение и рудопроявление Натали будут описаны в главе 3 настоящей работы.

«Проявление урана Центральное локализовано на контакте дайки рифейских субвулканических пород основного состава, прорывающей граниты Кевактинского массива. В зоне контакта вскрыты два интервала с забалансовым оруденением (содержания урана 0,024 и 0,032 % на мощность 0,5 м). В центральной части дайки, в зоне интенсивного катаклаза, вскрыт рудный интервал с содержанием урана 0,09 % на мощность 1 м. Содержание тория не более 0,005 %» (Митрофанова и др., 2012).

Глава 3. Геологические черты и рудоносность Туюканского рудного узла

Туюканский рудный узел расположен в бассейне рек Большой и Правый Туюкан и их притоков (Ковешников и др., 1989ф). В геологическом отношении рудный узел приурочен к юго-западному флангу Кевактинского массива гранитоидов чуйско-нечерского комплекса, к участку его перекрытия ранне-среднерифейскими отложениями пурпольской и медвежьевской свит. Породы рифея залегают на гранитоидах и более древних осадках кевактинской серии (албазинская и михайловская свиты) с угловым и стратиграфическим несогласием.

Южная и северная границы раннепротерозойского фундамента осложнены региональными разломами длительного развития. Большая часть разрывных нарушений имеет пологое падение на юг. Вследствие этого, в южной части площади узла осадки рифея надвинуты на гранитоиды.

Широкое развитие имеют секущие зоны дробления, трещиноватости и милонитизации северо-восточного направления (Ковешников и др., 1989ф).

3.1. Месторождение и рудопроявления урана, геолого-петрографическая характеристика

В пределах Туюканского рудного узла выделяется малое месторождение урана Туюканское и рудопроявления Натали, Западное (рис. 4) и Восточное.

Объектами наиболее детальных исследований стали образцы пород Туюканского месторождения, отобранные из керна скважин (с-518004 и с-518006), пробуренных в процессе оценочных работ 1986-1989 гг. ПГО «Сосновгеология» под руководством А.М. Ковешникова, а также рудопроявление Натали с выявленной ранее богатой урановой минерализацией. Проводился пробоотбор из канав зоны Западной.

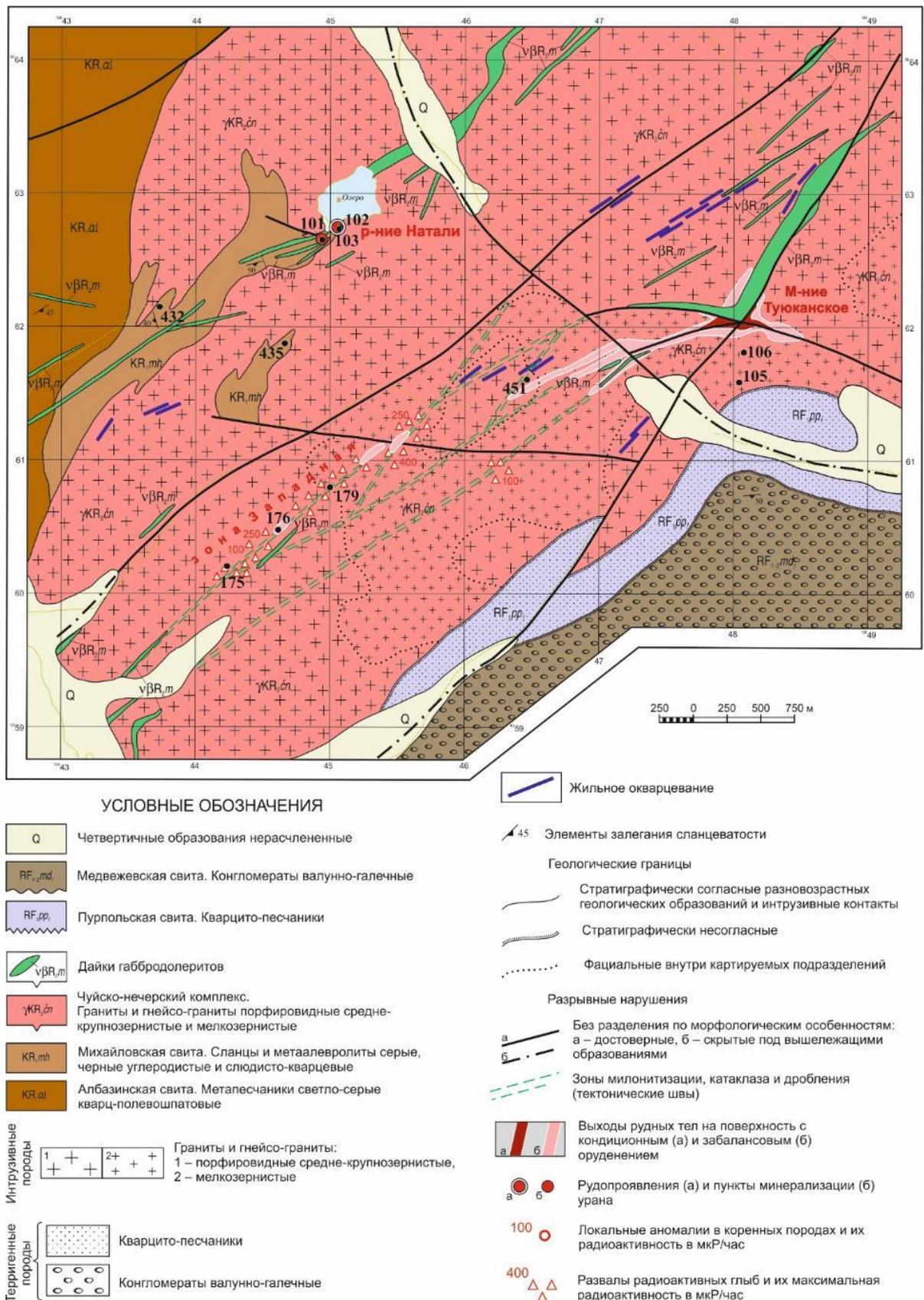


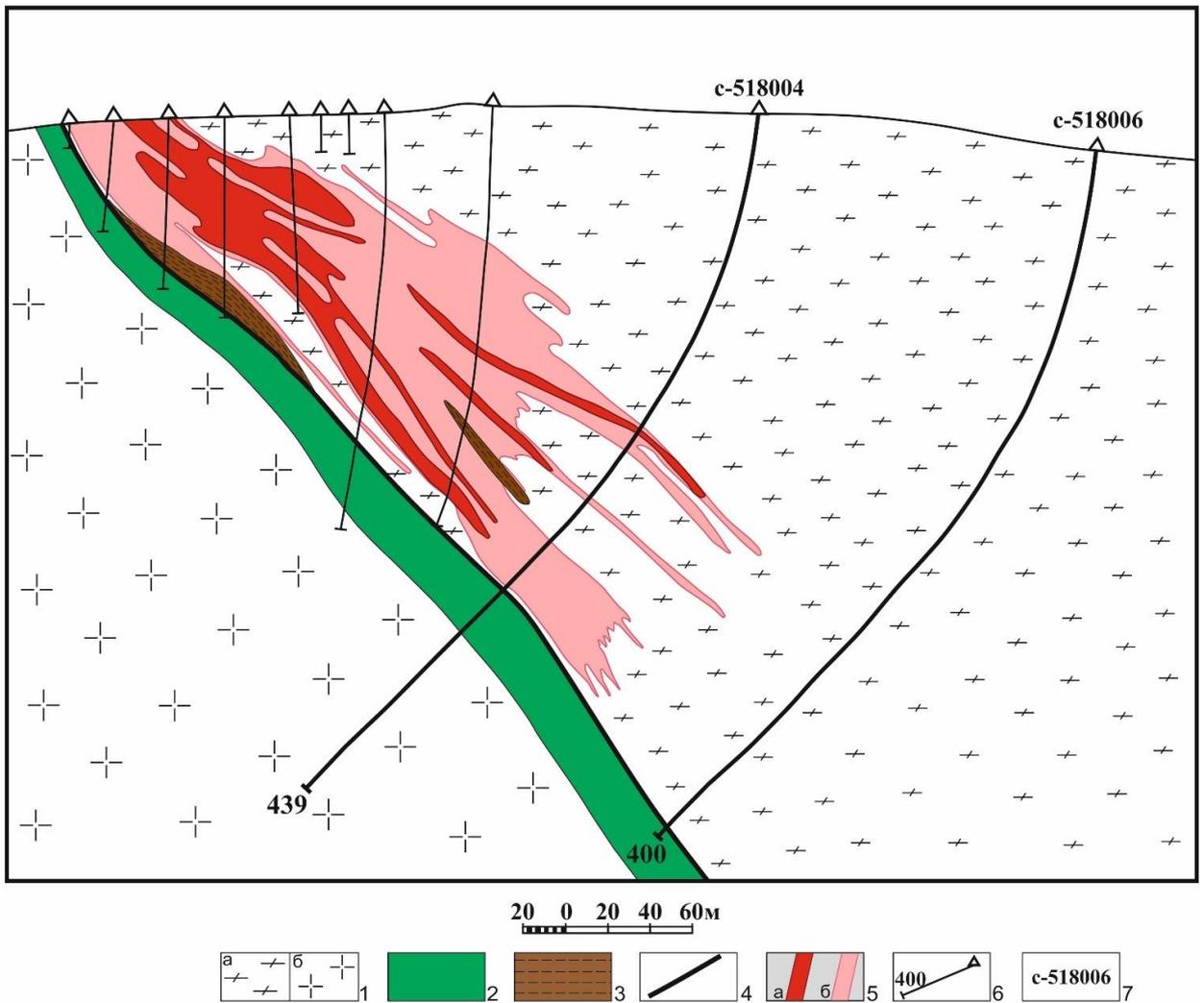
Рис. 4 Геологическая карта Туюканского рудного узла с минерагенической нагрузкой и точками опробования (составлена Л.Б. Макарьевым, А.А. Рассоловым, Э.В. Моргуном, У.С. Ефремовой по результатам полевых работ 2018 г., по материалам А.М. Ковешникова с дополнениями автора)

3.1.1. Туюканское урановое месторождение

Туюканское месторождение приурочено к пересечению разломов северо-восточного и субширотного простирания, трассирующихся дайками габбродолеритов медвежевского комплекса. Месторождение находится в 500 м севернее контакта гранитоидов Кевактинского массива и рифейских пород чехла.

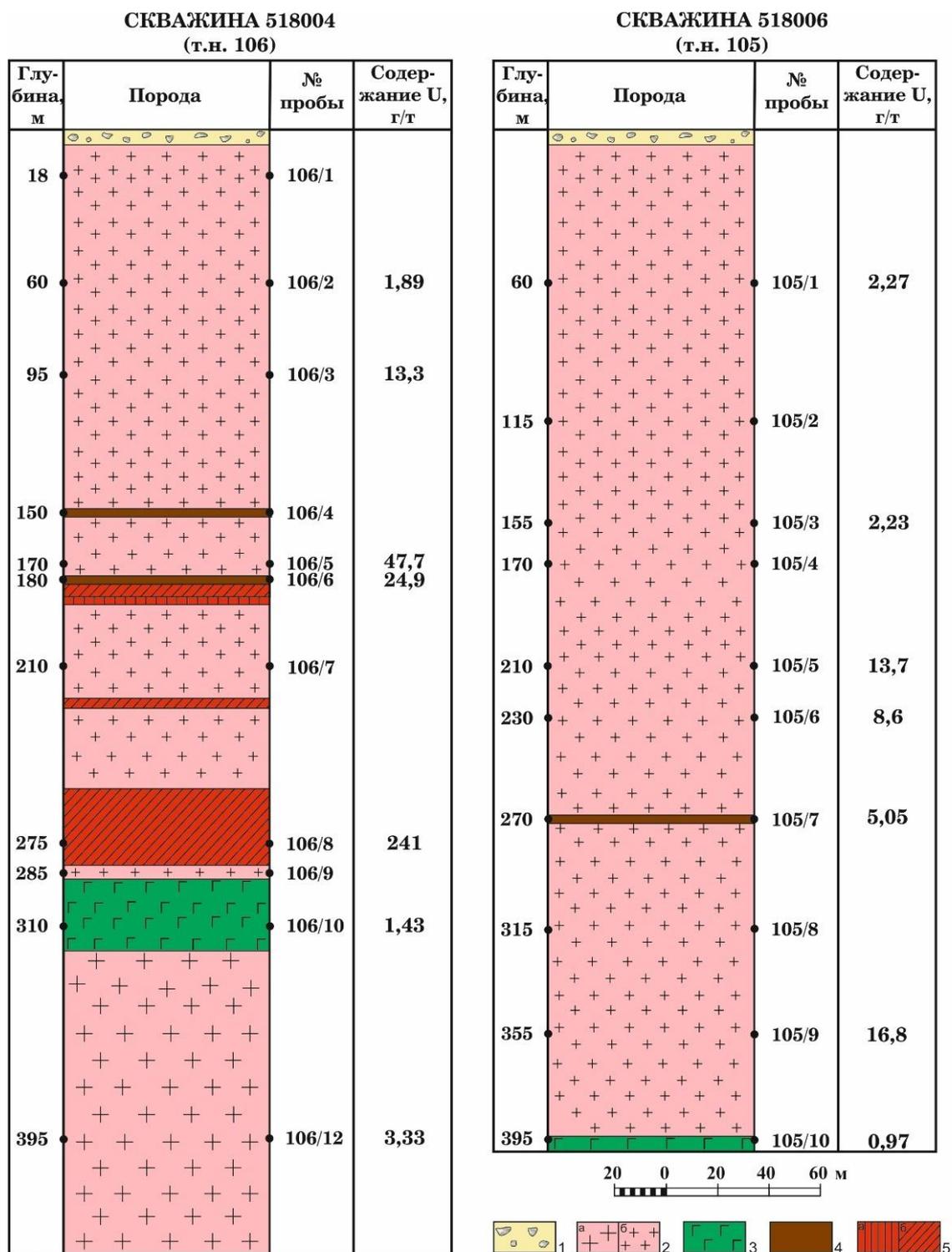
«В пределах рудной зоны выделено несколько рудных залежей. Наиболее крупная из них - залежь №1 и представляет собой собственно Туюканское месторождение (рис. 5). Рудная залежь прослежена канавами и скважинами по простиранию на 800 м при мощности 38-86 м, по падению на 440 м до полного выклинивания. Залежь имеет сложное строение с кулисообразным расположением рудных тел, в том числе слепых, которые представлены сложноветвящимися жилами с раздувами и пережимами и крайне неравномерным распределением урановой минерализации. Содержание урана в рудных телах составляет 0,05-0,1% на мощность 1-7 м. В 50 м от поверхности стволовая мощность рудной залежи составляет 46 м при содержании урана 0,098%. С глубиной наблюдается ухудшение параметров оруденения. В 210 м от поверхности залежь расщепляется на серию рудных тел мощностью от 1,4 м до 13,5 м при содержании урана от 0,05% до 0,117%. Глубже количество рудных тел уменьшается, снижается их мощность и концентрация в них урана (до 0,064%), а на глубине 440 м от поверхности наблюдаются несколько интервалов мощностью 0,1-0,3 м с содержанием урана 0,01-0,023%» (Машковцев и др., 2010).

В 2018 г. проводилось опробование по двум скважинам с-518006 (т.н. 105) и с-518004 (т.н. 106). Керн сохранился практически целиком, за исключением того, что был выбран рудный интервал с балансовым оруденением. Из скважины с-518006 было отобрано 10 образцов, из скважины с-518004 – 11 образцов пород (рис. 6).



1 - гранитоды чуйско-нечерского комплекса: а - мелкозернистые гнейсо-граниты, б - крупнозернистые порфиоровидные граниты; 2 - дайка габбро-долеритов медвежьего комплекса; 3 - ксенолиты углеродисто-слоистых сланцев михайловской свиты; 4 - разлом; 5 - рудные залежи: а - с балансовым оруденением, б - с забалансовым оруденением; 6 - скважины и их глубина; 7 - номера скважин, опробованных в 2018 г.

Рис. 5 Разрез рудной залежи № 1 со скважинами, пройденными А.Ю. Шманкевичем (без номеров) и А.М. Ковешниковым (с номерами) (разрез составлен А.М. Ковешниковым, 1989ф; оцифрован – У.С. Ефремовой)



1 - четвертичные отложения; 2 - граниты порфировидные серого цвета крупнозернистые (а) и мелко-среднезернистые (б); 3 - габбро-долериты темно-зеленого цвета; 4 - ксенолит слюисто-карбонатного сланца; 5 - рудные тела*, а - с балансовым оруденением, б - забалансовым оруденением
*рудные тела отрисованы по данным А.М. Ковешникова, 1989

Рис. 6 Разрез по скважинам с точками опробования и содержаниями урана (составили разрез Ефремова У.С., Рассолов А.А., Моргун Э.В., графическое исполнение и оцифровка – Ефремова У.С.)

Результаты петрографических исследований образцов пород из скважин позволили установить наложенные на породы изменения и составить последовательность минералообразования.

Во всех шлифах, отобранных из скважин, наблюдаются процессы тектонической и гидротермально-метасоматической переработки. Породы интенсивно изменены. О первичном минеральном составе гранитов можно судить по немногочисленным сохранившимся реликтам. В этих реликтах наблюдаются зерна кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), мусковита и альбита. Индивиды первичного гранита (до момента наложения тектонических процессов) также представлены альбит-калишпатовыми пертитами замещения (рис. 7). Реликтовые зерна претерпели значительные изменения под действием тектонических процессов, а также наложенных метасоматических преобразований.

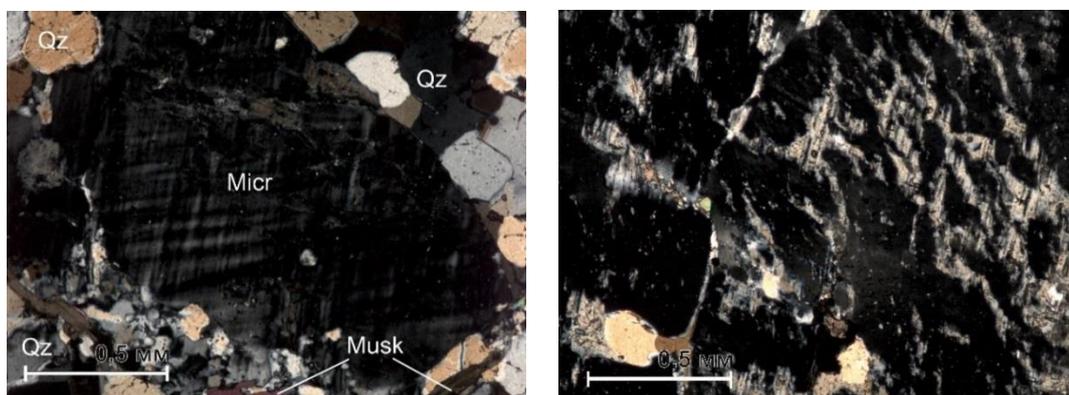


Рис. 7 Зерно микроклина размером 2,4 x 1 мм (1) (шлиф № 106/12), альбит-калишпатовый пертит замещения (2) (шлиф №106/9)

Тектонические процессы, которые можно отследить по исследуемым препаратам, представлены катаклизом, милонитизацией и последующим бластезом.

Явление катаклаза проявлено в виде мозаичного (волнистого) угасания зерен кварца и мусковита (рис. 8) и растрескивания отдельных индивидов – микробрекчирования (рис. 9) (Геологический словарь, том II, 2011).

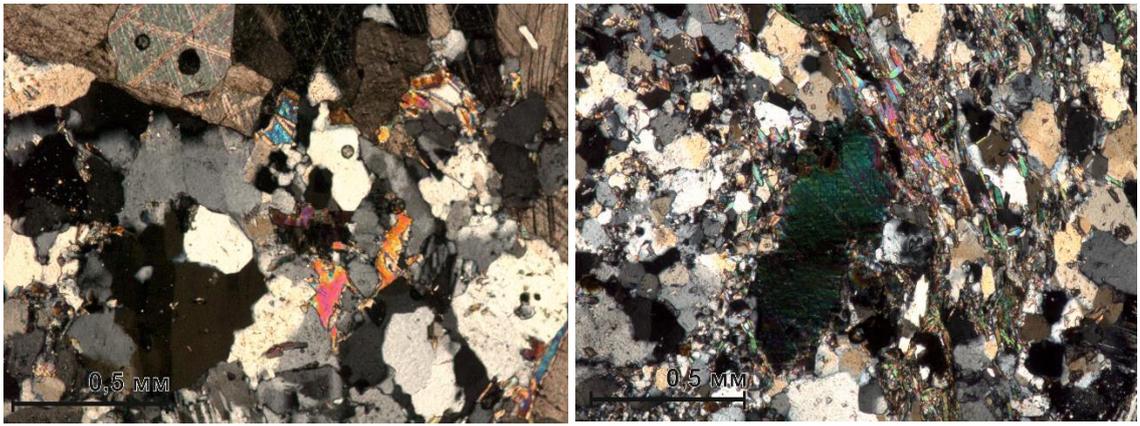


Рис. 8 Волнистое погасание у первичных зерен кварца (1) и мусковита (2) (шлиф № 106/1, 106/2)

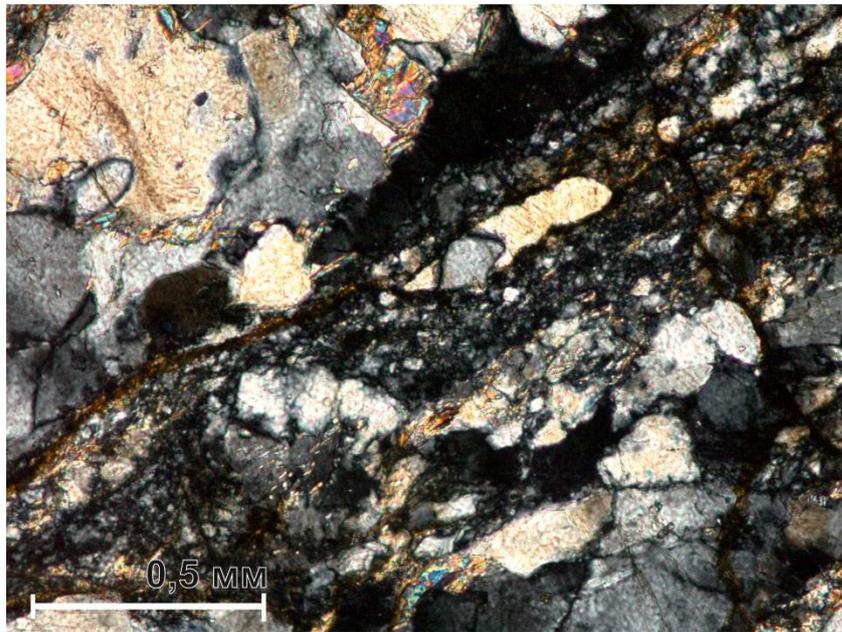


Рис. 9 Зонка микробрекчирования, представленная микрозернистыми агрегатами кварца, трещины в структуре породы (шлиф № 105/5)

Под действием катакlastического метаморфизма в некоторых шлифах возникают участки микромозаичного строения, а также агрегаты кварца более крупнозернистого строения с очень слабо проявленным мозаичным погасанием, в отличие от первичного, гранитного, кварца. Зонки трещиноватости выполнены мелкочешуйчатыми или микрозернистыми агрегатами биотита. Также, под влиянием давления формируются прослой мусковит-серицитового состава с параллельно-ориентированным расположением чешуек.

Структура и текстура первичного гранита полностью изменены вследствие наложенных процессов милонитизации, в результате которой порода приобретает лепидогранобластовую или бластомилонитовую структуру и сланцеватую «очковую»

текстуру (рис. 10). Эти структурно-текстурные особенности прослеживаются во всех препаратах, изготовленных из образцов гранита.

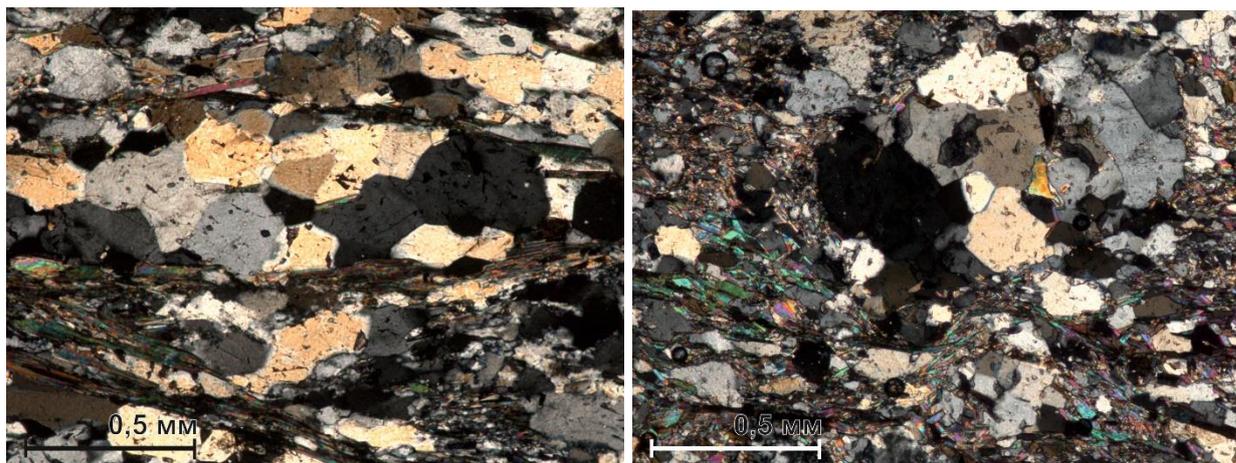


Рис. 10 Лепидогранобластовая структура, сланцеватая текстура (шлиф №106/7), «очки» первичной породы (шлиф №106/2)

Интенсивно измененные катаклазом и милонитизацией породы претерпели последующий бластез (рис. 11) – раскристаллизацию перетертой массы (Геологический словарь, том I, 2017), которая превращена в полевошпат-серицит-мусковит-кварцевую гнейсовидную породу.

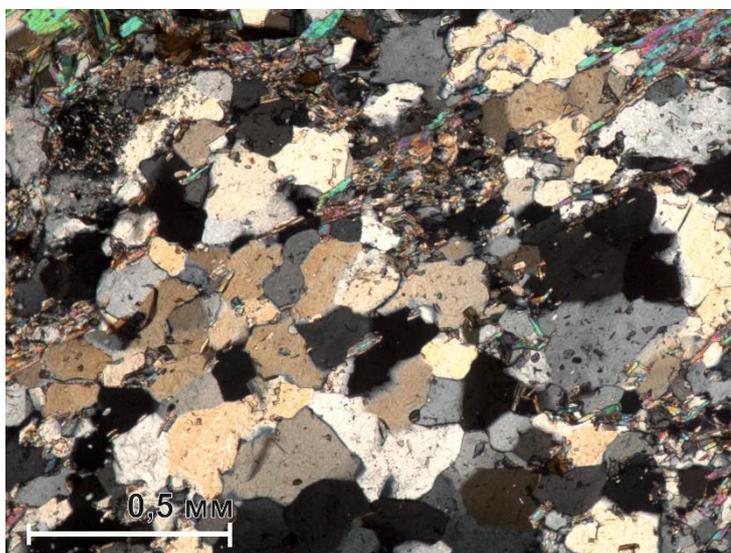


Рис. 11 Раскристаллизация (бластез) в милонитизированной массе (шлиф №106/2)

Гидротермально-метасоматические изменения также фиксируются во всех исследуемых образцах гранитов. Их можно разделить на дотектонические и посттектонические изменения. Из дотектонических изменений наиболее явно проявлены процессы калишпатизации, последующей альбитизации и наложенный на полевошпатовые изменения процесс грейзенизации.

Процесс калишпатизации выражен замещением плагиоклаза микроклин-пертитом и образованием порфиробластов микроклина (рис. 12).



Рис. 12 Развитие микроклина по плагиоклазу

Интенсивная альбитизация отмечается в большинстве образцов (№105/1, 105/4, 105/5, 105/8, 106/1, 106/2, 106/5, 106/8). Этот процесс выражен в псевдоморфном замещении плагиоклаза и микроклина «шахматным» альбитом (рис. 13) с выделением кварца и биотита.

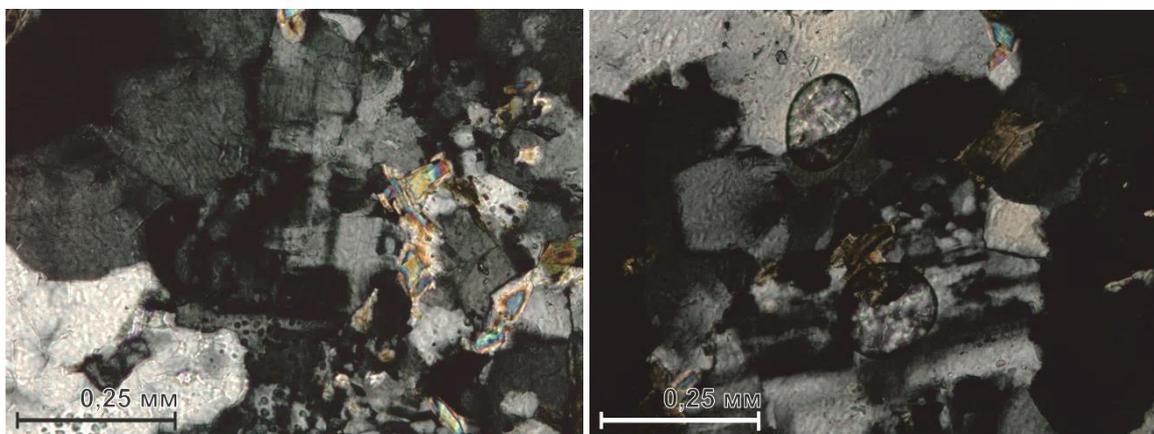


Рис. 13 Структура «шахматного» альбита

На ранние полевошпатовые изменения накладывается процесс грейзенизации, выраженный в развитии мелких чешуй мусковита по биотиту и полевоому шпату (рис. 14), зерен кварца и флюорита (рис. 15). Наблюдаются многочисленные микровключения флюорита, которые в основной своей массе сосредоточены в альбитизированных индивидах первичной породы и в сростании с мелкозернистым кварцем.

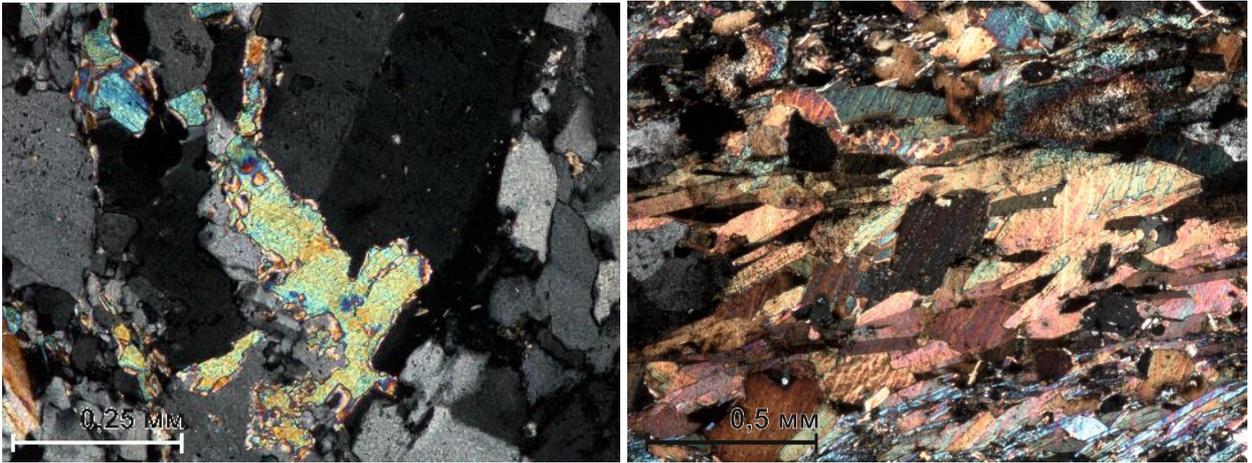


Рис. 14 Развитие мусковита по плагиоклазу (а) и по биотиту (б)

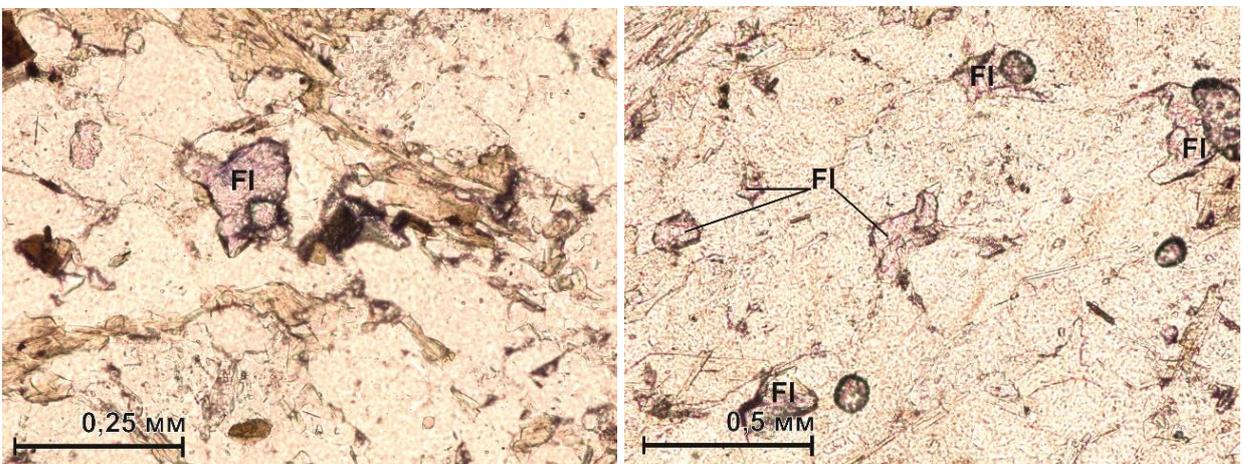


Рис. 15 Мелкая вкрапленность флюорита (шлиф №106/3 и №105/6)

По-видимому, флюорит выделялся в первый этап метасоматоза, так как в участках кварц-слюдистого бластеза он не фиксируется.

Выявленные метасоматические изменения по совокупности наблюдений можно отнести к фельдшпатолит-грейзеновой региональной метасоматической формации (РМФ). Развитие этих гидротермально-метасоматических образований связывают с интрузиями кислых и ультракислых гранитов преимущественно лейкогранит-алюскитовой формации, образующихся в коллизионный и постколлизионный этапы (Плющев и др., 1981). Эта формация широко проявлена на территории Северного Забайкалья и отмечается в восточной части Тонодского поднятия (Амандракский массив), а также на Нечерском поднятии, сложенном гранитоидами чуйско-нечерского комплекса (Митрофанова и др., 2012). Продукты высокотемпературного постмагматического кремнщелочного метасоматоза (калишпатизация, альбитизация) и пневматолито-гидротермальной деятельности (грейзенизация) связывают со становлением гранитоидов чуйско-нечерского

комплекса (Пай и др., 2015). С грейзенизацией связывают оловянное и вольфрамовое оруденение, установленное в западной части Тонодского поднятия (Ефремова, Макарьев, 2018).

На тектонические преобразования (катаклиз, милонитизация и бластез) накладываются изменения, выраженные в развитии серицита и мелкочешуйчатого мусковита по альбиту, калиевому полевому шпату и кварцу (рис. 16), есть выделения мелкозернистого кварца, наложенного на милонитизированные части породы, с прямым погасанием. Наблюдается развитие такого процесса как карбонатизация, которое проявляется весьма интенсивно и отмечается во многих препаратах (рис. 15). Однако, в некоторых препаратах отмечается развитие серицита по зернам карбоната. Возможно, карбонат образовывался в условиях давления, поскольку ориентировка зерен во многих образцах совпадает с общей направленностью сланцеватости. Временные взаимоотношения карбоната и серицита однозначно установить затруднительно.

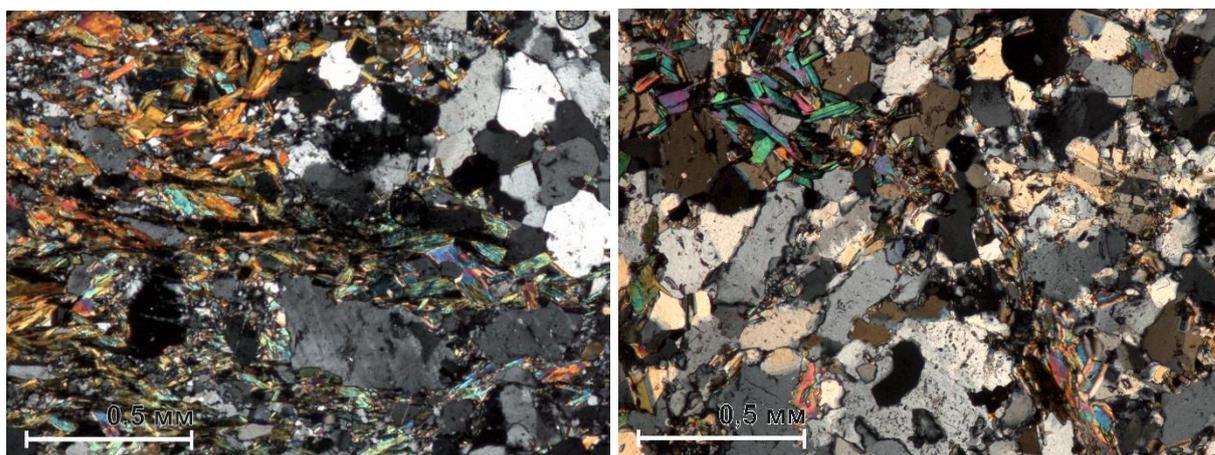


Рис. 16 Развитие серицита и мелкочешуйчатого мусковита по полевым шпатам и кварцу

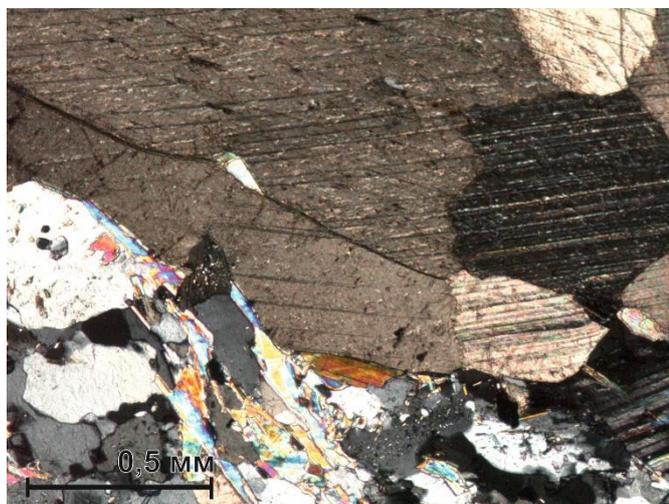


Рис. 17 Выделение крупных зерен карбоната и развитие микромусковита и серицита по кварцу и полевому шпату

Также, в отраженном свете в образцах наблюдается мелкая вкрапленность пирита, и развитие пирита в виде прожилков по биотиту, в некоторых образцах пирит наложен на мусковит (рис. 18). Наиболее обширная вкрапленность пирита отмечается в образцах с повышенным содержанием урана.

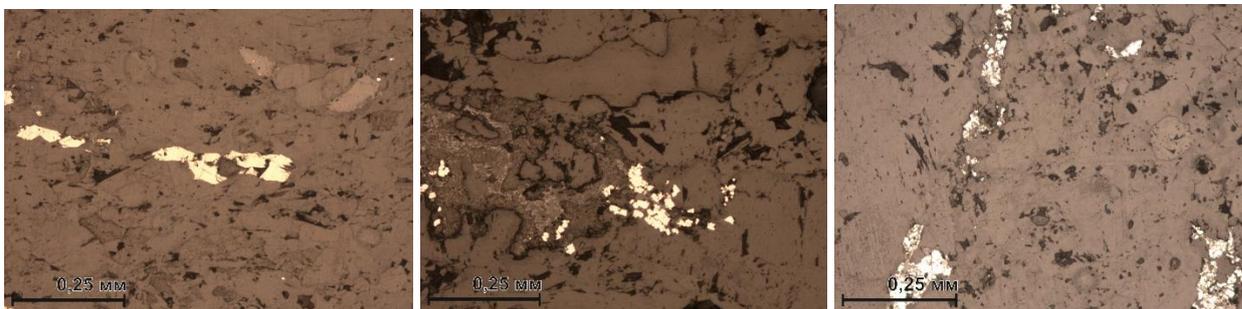


Рис. 18 Развитие пирита по слюдам, отраженный свет (шлиф №106/8, №106/5, №105/9)

В шлифе №106/12 наблюдаются процессы пропилитизации, выраженные в присутствии зерен эпидота, цоизита (рис. 19) и хлорита, развивающимся по кристаллам полевых шпатов, кварца и замещение биотита и мусковита хлоритом (рис. 20). Также отмечаются зерна карбоната, развивающиеся по полевому шпату.



Рис. 19 Эпидот (Ep) и цоизит (Zo) в крупном зерне полевого шпата, а также зерно карбоната (Carb)

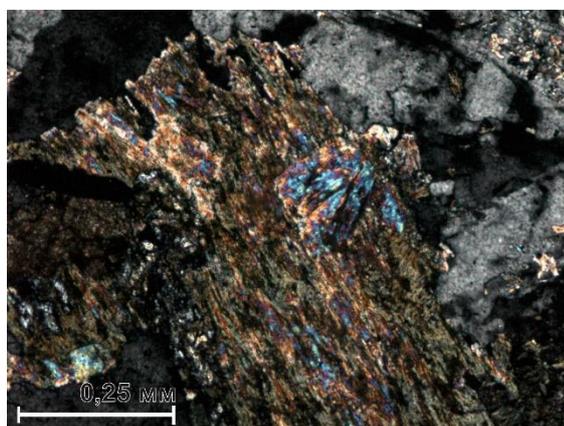


Рис. 20 Хлорит псевдоморфозно замещает мусковит

Образцы, отобранные из дайки основных пород (№105/10, 106/10), представлены габбро-долеритами. Породы также интенсивно изменены. Габбро-долерит хорошо раскристаллизован. Замещается амфиболом - пятнистым бледно-зеленовато-бесцветного вида (тремолит-актинолитовая разность). Отмечаются более ранние агрегаты биотита и выделения титанита (рис. 21). С титанитом ассоциируется хлорит. Хлорит образует микролистоватые гнездовые обособления и развивается иногда по биотиту и амфиболу. Биотит и амфибол имеют линейную ориентировку. Видимо, кристаллизовались в условиях давления. Есть пластинчатые кристаллы амфибола неориентированные. Возможно, первичный амфибол замещен актинолитом. Также, наблюдаются выделения плагиоклаза и редкие мелкозернистые гнездовые выделения кварца.

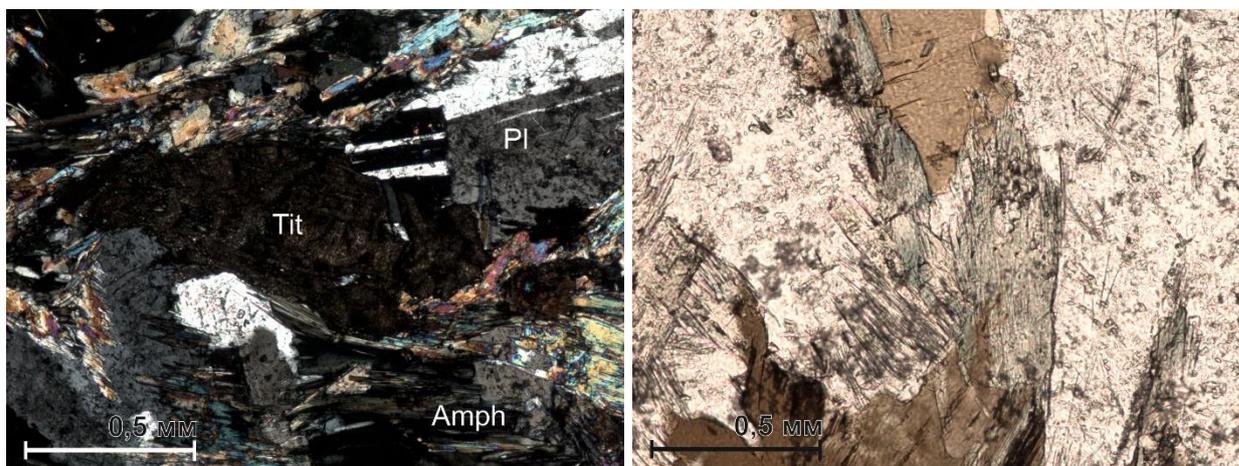


Рис. 21 Зерно титанита (Tit) в центре, по бокам выделения плагиоклаза (Pl), биотита и амфибола (Amph) (1), развитие биотита по амфиболу (2)

В скважинах были встречены образцы, сильно отличающиеся от гранитов. Петрографические исследования по отобранным образцам №105/7, №106/4 и №106/6 позволили охарактеризовать эти породы, как кварц-серицит-карбонат-биотитовые сланцы. По-видимому, они являются ксенолитами в теле гранитов.

В этих сланцах карбонат образует прослои и линзы среди кварц-слюдистой линейносланцевой массы. Карбонат кристаллический. Форма его кристаллов определяется общей директивностью слюдистых образований и кварца. Наблюдаются также участки переслаивания кварц-карбонатных, кварц-биотит-карбонатных и кварц-серицитовых агрегатов со слоисто-сланцеватой текстурой (рис. 22).

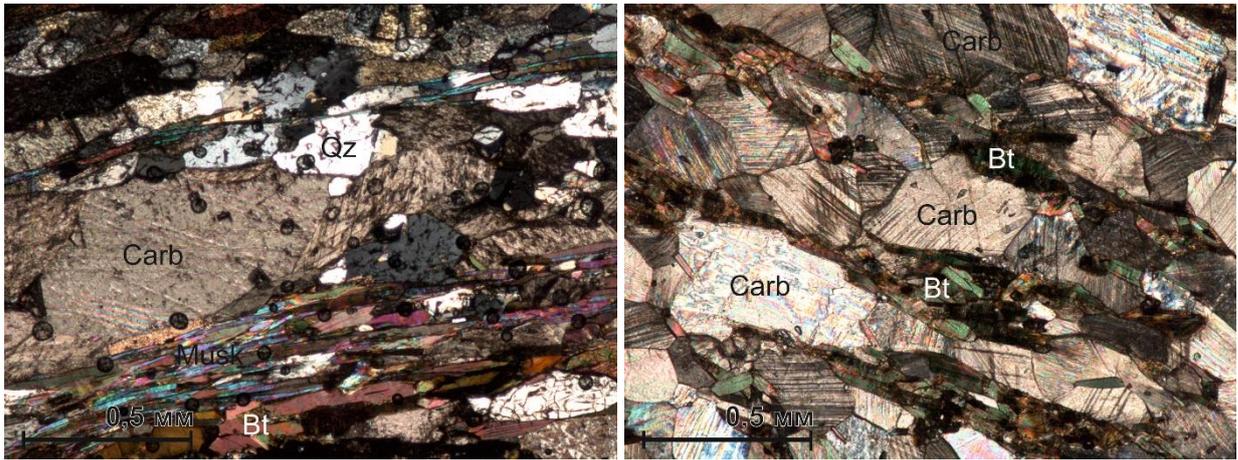


Рис. 22 Выделения карбоната в кварц-слюдистой массе (1) (шлиф №106/4) и структура породы (2) (шлиф №105/7)

Совокупность выявленных посттектонических наложенных изменений позволяет предположить, что после этапа интенсивных тектонических подвижек на породы были наложены пропилит-березитоидные изменения, проявившиеся в виде серицитизации и мелкочешуйчатой мусковитизации, окварцевании, карбонатизации, пиритизации, а также в замещении слюд хлоритом, наложенными на фельдшпатолит-грейзеновые изменения эпидотом и карбонатом. Пропилит-березитоидные процессы также отмечаются в других массивах чуйско-нечерского комплекса (Амандракский массив). Процессы кислотного выщелачивания (березитизации) и субщелочного метасоматоза (пропилитизации) относят к тектоногенной средне-позднерифейской формации. Они характеризуются развитием в тектонических зонах милонитизации, катаклаза и дробления среди карельских гранитоидно-метаморфических образований Тонодского поднятия и прилегающих, в основном, нижнерифейских отложений (Пай и др., 2015).

Общая схема эпигенетических изменений, прослеженных по скважинам, представлена на рис. 23.

**СКВАЖИНА 518004
(т.п. 106)**

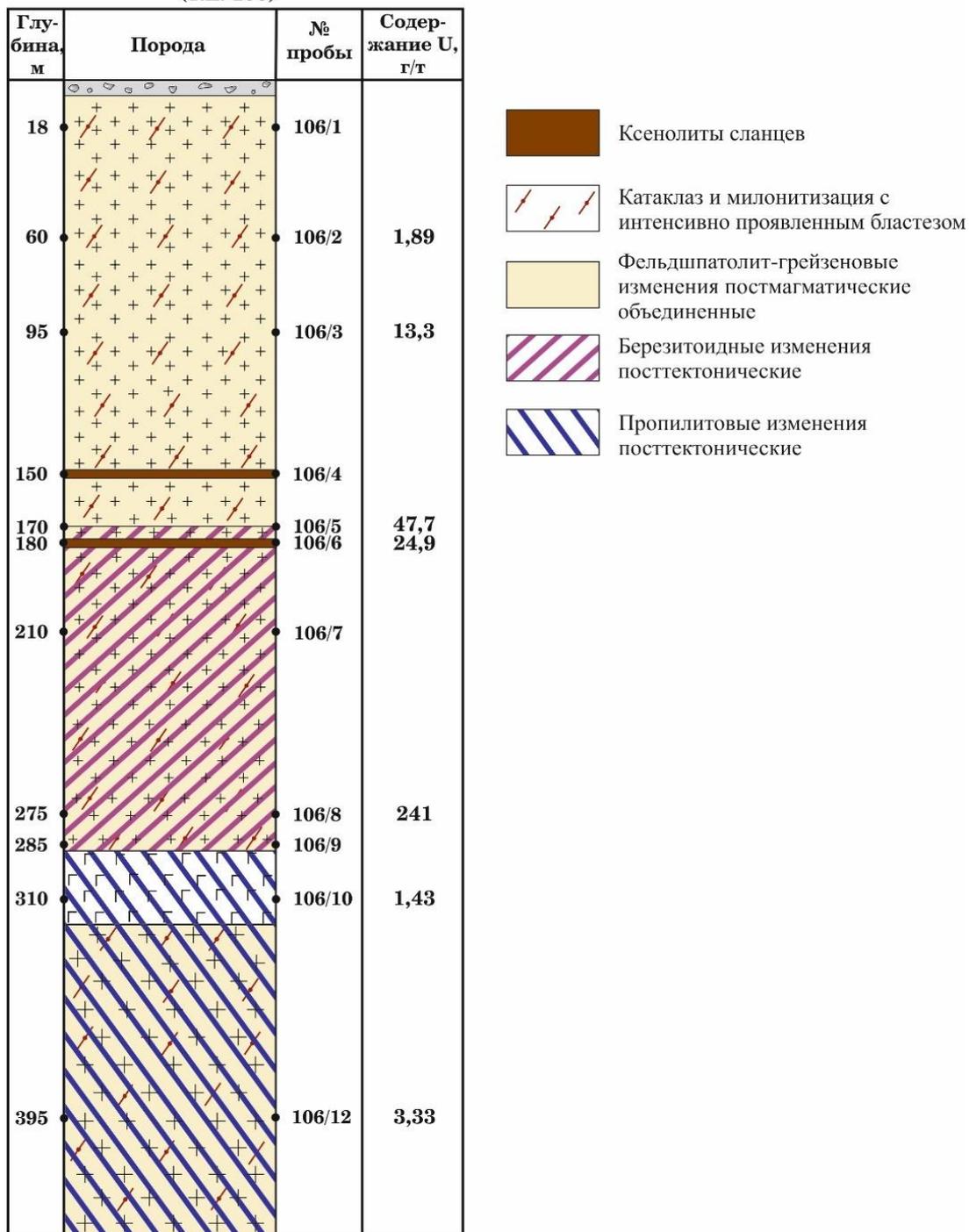


Рис. 23 Схема эпигенетических изменений по скважине с-518004

Общая последовательность минералообразования в рудовмещающих гранитах имеет следующий вид (рис. 24):

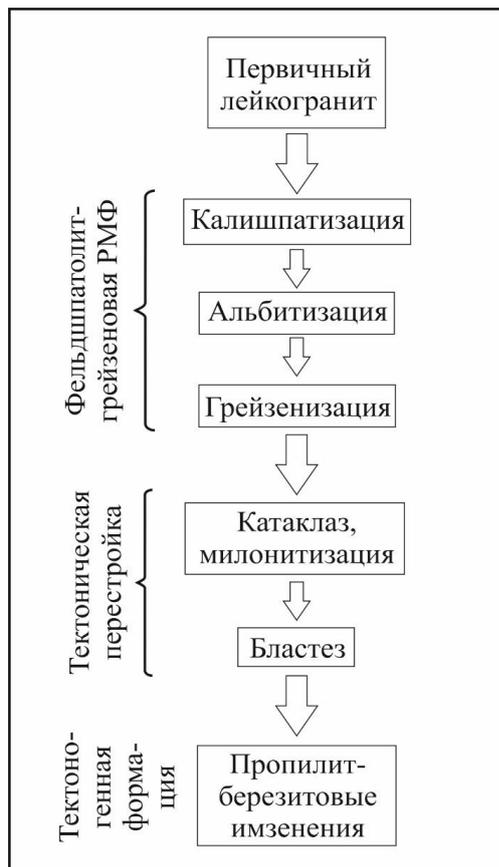


Рис. 24 Схема последовательности минералообразования

В некоторых шлифах наблюдаются такие изменения, как плеохроичные дворики (рис. 25), которые свидетельствуют о микровключениях радиоактивных минералов в структуру кристаллов. Чаще всего встречаются в агрегатах биотита, амфибола, хлорита, и образуются в результате воздействия радиации на вмещающий кристалл (Геологический словарь, том II, 2011). Такие «дворики» наблюдаются в зернах и чешуйках биотита в шлифах №106/3, 106/5, 106/6, 106/7, 106/8 в виде округлых темных пятен. В этих пробах зафиксированы повышенные содержания урана (от 13 до 241 г/т).

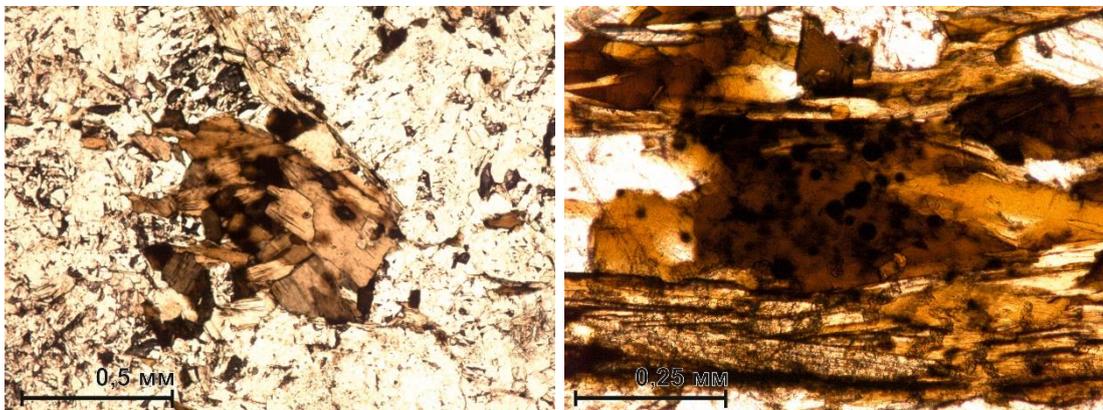


Рис. 25 Плеохроичные дворики в зернах биотита (шлиф №106/3 и №106/6)

О присутствии радиоактивных минералов также можно судить по более интенсивной окраске зерен флюорита (Красильщикова и др., 1986). В основной массе изученных шлифов флюорит имеет бледно-фиолетовую окраску, а иногда он практически бесцветен. Однако в шлифе №106/8 наблюдается ярко окрашенный в фиолетовый цвет флюорит (рис. 26). Более интенсивная окраска флюорита может объясняться вхождением урана в кристаллическую решетку флюорита.

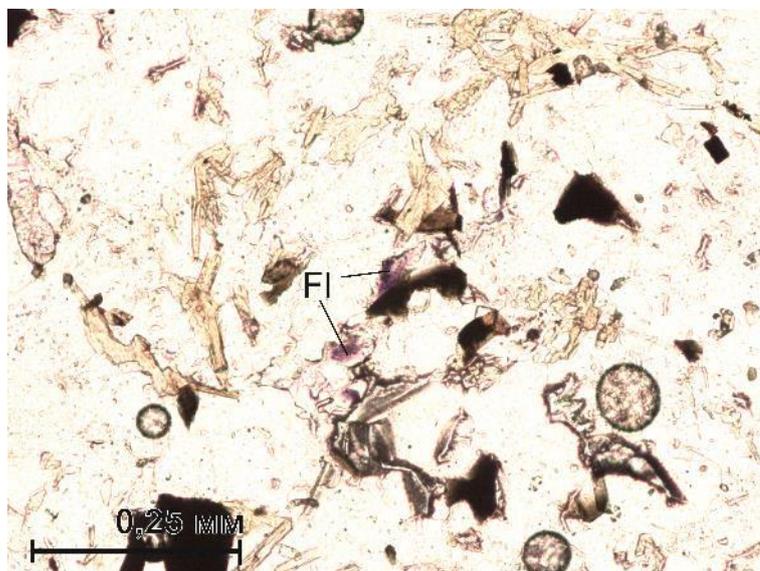


Рис. 26 Интенсивно окрашенный флюорит (шлиф № 106/8)

3.1.2. Рудопроявление Натали

Рудопроявление Натали расположено северо-западнее Туюканского месторождения, в 3 км от его центральной части (рис. 4).

«На рудопроявлении Натали крупный ксенолит слюдистых и графитистых сланцев михайловской свиты в гранитоидах Кевактинского массива. Ксенолит хорошо обнажен на поверхности, а его нижняя часть вскрыта в каре. Оруденение локализовано в сланцах, на поверхности (в т.ч. в канавах и скважинах) не зафиксировано, а проявлено только на глубине. В средней части кара (примерно в 100 м от поверхности) появляются единичные кварц-настурановые прожилки (т.н. 101), а в основании кара (на глубине 240-250 м) выявлены 2 рудных тела (рис. 27), представляющие собой участки сгущения кварц-настурановых прожилков.

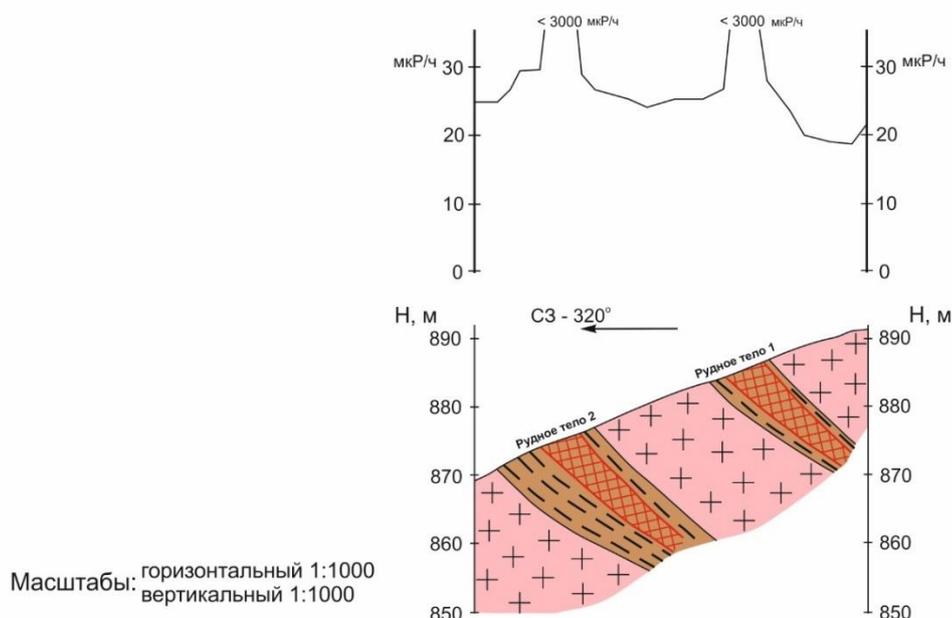


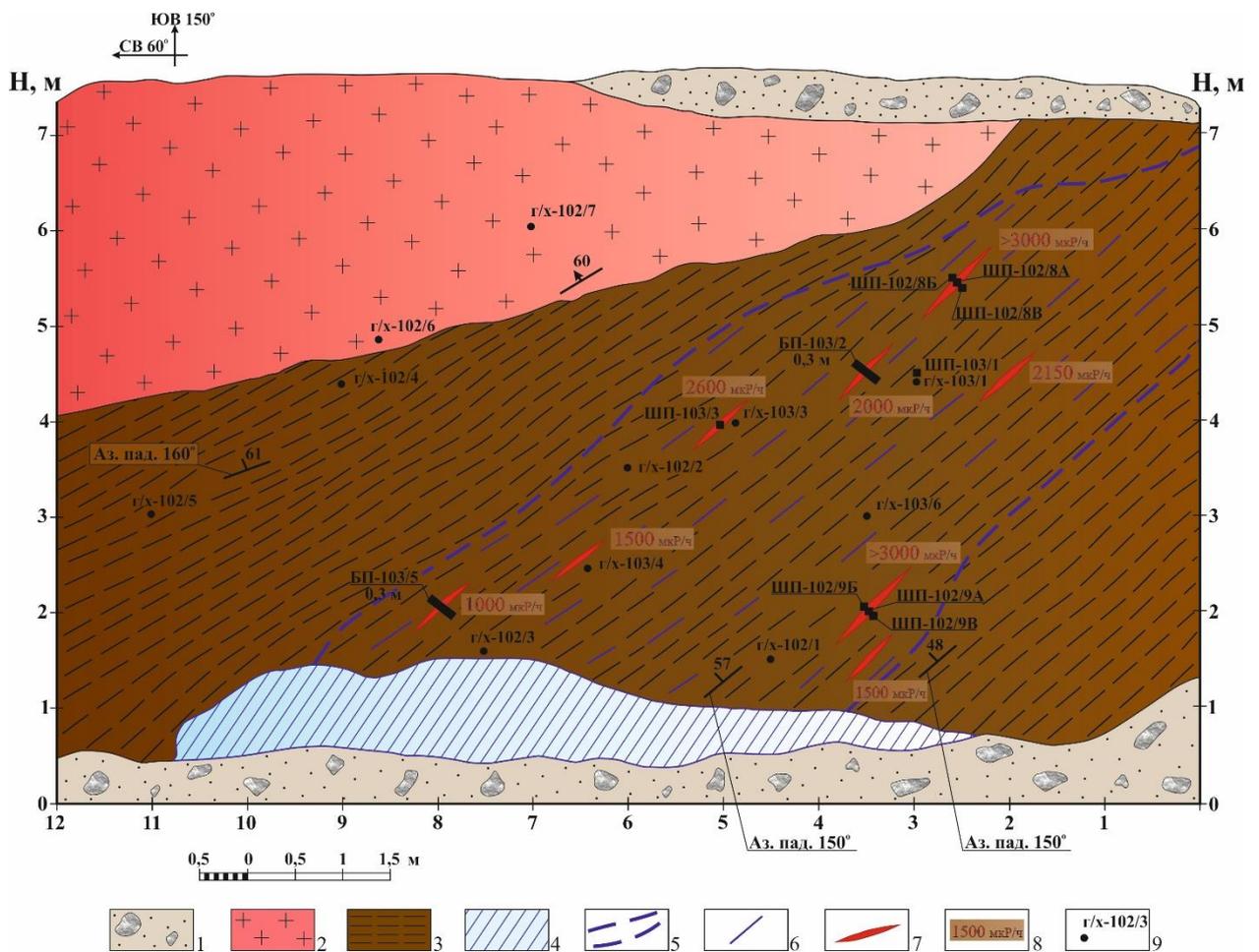
Рис. 27 Схематический геологический разрез через рудопроявление Натали (составили – Макарьев Л.Б., Ефремова У.С., графическое исполнение и оцифровка – Ефремова У.С.)

*Разрез приведен в оригинальном масштабе

Первое рудное тело, размеры которого 4,5 x 8 м, в 2018 г. было частично вскрыто расчисткой (рис. 28) и до конца не прослежено по простиранию. Размеры второго тела около 10 x 30 м» (Макарьев и др., 2019).

В юго-восточной стенке расчистки отмечаются средне-крупнозернистые гнейсовидные порфиоровидные граниты. Граниты имеют интрузивный контактакт со сланцами михайловской свиты. Эндоконтактовых изменений в ходе работ на расчистке выявлено не было. Угол падения контакта 60°. Радиоактивность на гранитах составляла от 30 до 50 мкР/ч.

Эти граниты вмещают в себе тело (ксенолит) углеродистых сланцев михайловской свиты переменного состава. В юго-восточной части расчистки сланцы полевошпат-слюдистого состава темно-серого цвета. В центральной части расчистки сланцы преобретают более насыщенный темный (до черного) цвет, пачкают руки, скорее всего обогащены графитистым (углеродистым) веществом. Также в центральной части расчистки наблюдаются прожилковое окварцевание. В этих прожилках кварц



1 - рыхлые отложения; 2 - граниты чуйско-нечерского комплекса; 3 - сланцы михайловской свиты; 4 - массивная кварцевая жила; 5 - зона околорудного окварцевания; 6 - кварцевые жилки (1-2 x 10-15 см); 7 - кварц-настурановые жилки (2-3 x 15-25 см); 8 - значение радиоактивности у рудных прожилков; 9 - точки отбора проб (r/x - литогеохимические пробы, ШП - штупные пробы, БП - борздовые пробы)

Рис. 28 Схема расчистки на рудном теле №1 рудопроявления Натали (полевое описание Рассолов А.А, Ефремова У.С., Моргун Э.В., графическое исполнение и оцифровка – Ефремова У.С.)

мелкозернистый желтовато-белого и серого цветов. Окварцевание развивается согласно общей сланцеватости пород. Мощность отдельных кварцевых прожилков достигает 1-2 см. В ореоле распространения кварцевых прожилков наблюдаются рудные прожилки с настурановым оруденением. Мощность рудных прожилков составляет в среднем 3-4 см при длине 15-20 см. Фоновая радиоактивность сланцев на расчистке составляет 30-50 мкР/ч, непосредственно на рудных прожилках она варьирует от 1000 до >3000 мкР/ч (без экрана). Азимут падения сланцев 150-160°, угол падения 48-61°.

В северо-западной части расчистки обнажена мощная кварцевая жила. Жила серовато-белого цвета. Сечет сланцы михайловской свиты.

Из образцов, отобранных из расчистки, изготавливались прозрачно-полированные шлифы - № 102/6, 102/7 (граниты), 102/8Б, 102/8В, 103/2, 103/5А (сланцы).

Петрографические исследования образцов сланцев позволили охарактеризовать их, как биотит-кварцевые сланцы. Основной объем породы – кварц с гранулитовой структурой, иногда слабовыраженной линейностью в расположении зерен. Зернистость более-менее равномерная. Биотит тонкочешуйчатый, имеет линейное расположение, подчеркивая сланцеватость породы. В основном, структура пород лепидогранобластовая, текстура – сланцеватая, полосчатая (рис. 29).

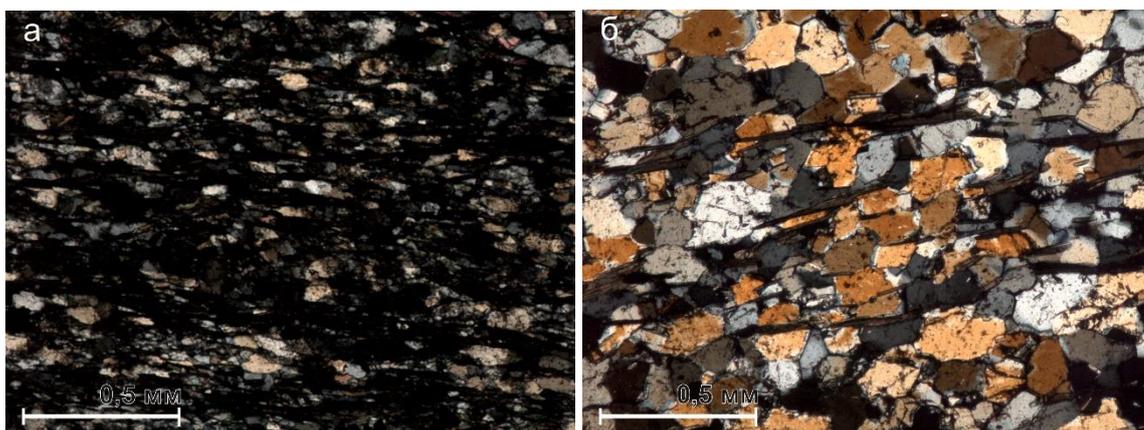


Рис. 29 Структура и текстура сланцев (а - шлиф №102/8В, б - №102/9В)

В шлифе № 102/8Б по кварцу и биотиту развивается серицит, иногда мусковит (рис. 30). Развивается псевдоморфозно, сохраняя ориентировку биотита. Часто наблюдаются мелкозернистые гнезда титанита.

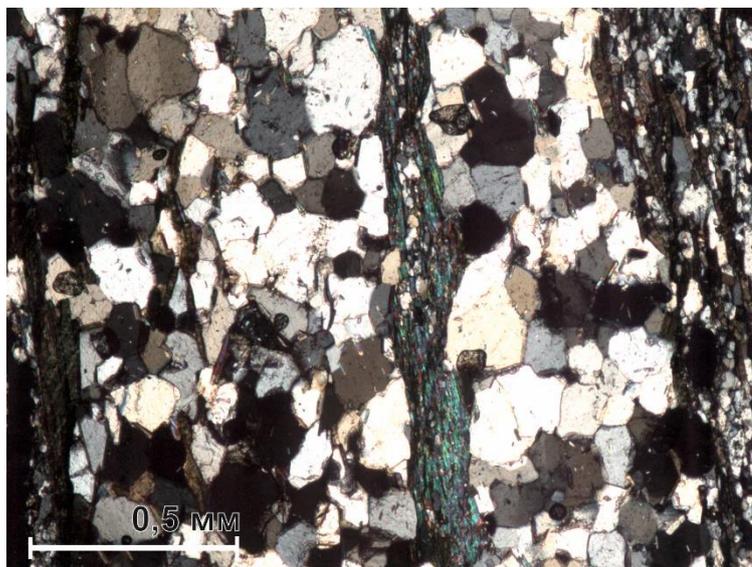


Рис. 30 Развитие серицита по кварцу

В отраженном свете наблюдается рудная вкрапленность, в основном представленная гематитом, пиритом и халькопиритом (рис. 31, 32).

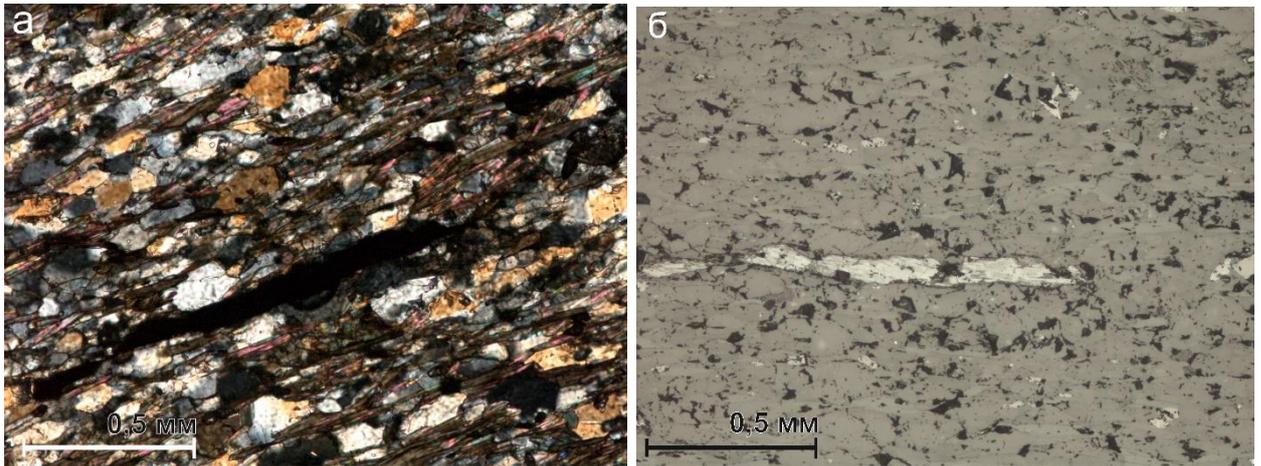


Рис. 31 Прожилки гематита в кварц-биотитовой массе, длина прожилка 0,75 мм (а – проходящий свет, б – отраженный свет, шлиф № 102/8Б)

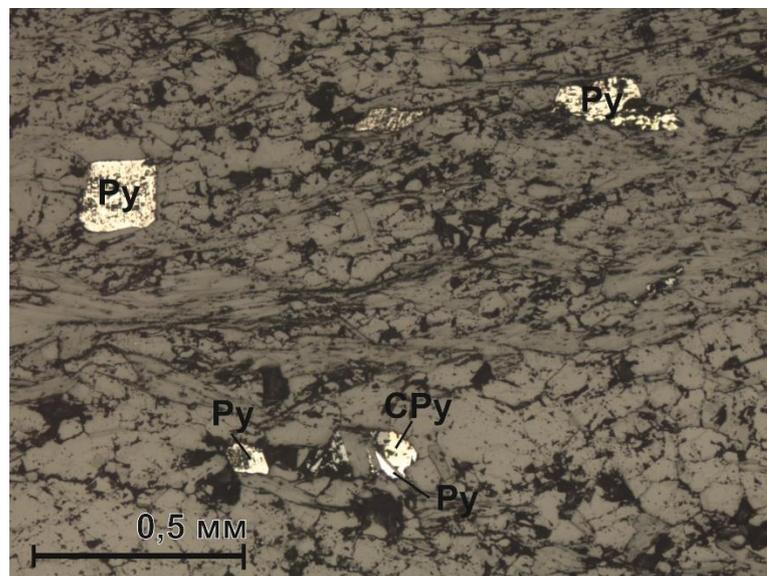


Рис. 32 Вкрапленность пирита (Py) и халькопирита (CPy) (шлиф №103/5А, отраженный свет)

Образцы гранитов №102/6 и 102/7 характеризуются крупнозернистой структурой и сланцеватой текстурой. Интенсивно изменены в процессе катаклаза и милонитизации. Имеют гнейсовидный облик. По зонкам милонитизации развиты мусковит-серицитовые агрегаты со сланцеватой текстурой. Серицит развит и по кристаллам плагиоклаза в виде мелкозернистых агрегатов с беспорядочной ориентировкой. По зонкам катаклаза – мелкозернистые агрегаты биотита. Отдельные участки замещены неравномернозернистыми агрегатами кварца, в том числе и по серициту с линейной текстурой. Калиевый полевой шпат имеет пертитовое строение. По отдельным кристаллам плагиоклаза и калишпата пятнисто развит альбит. Выделяются многочисленные чешушки

новообразованного мусковита, более позднего, чем альбит и биотит (рис. 33). Также отмечается рудная минерализация, представленная пиритом (рис. 34).

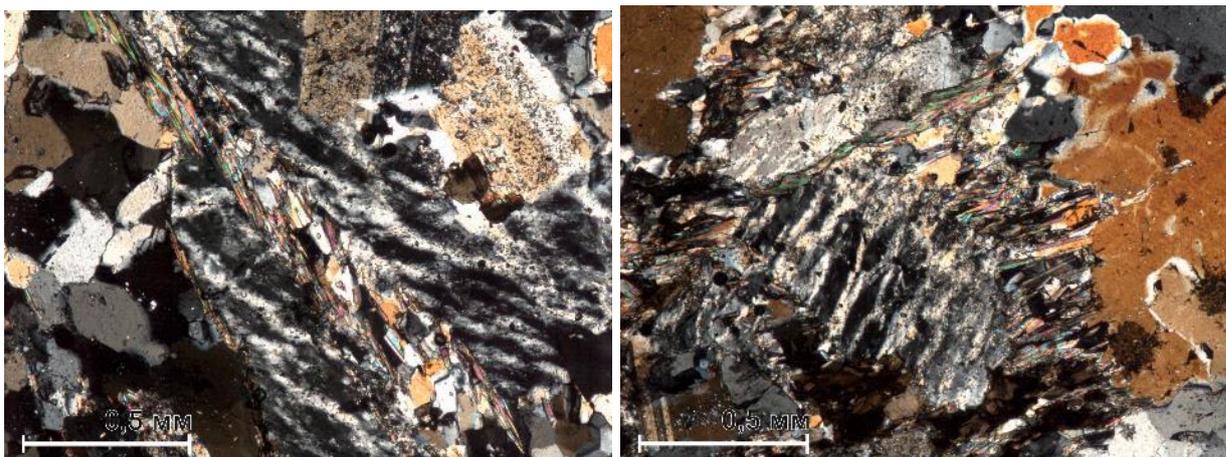


Рис. 33 Калишпат-пертиты, по ним развиваются чешуйки серицита и мусковита (шлиф №102/6)

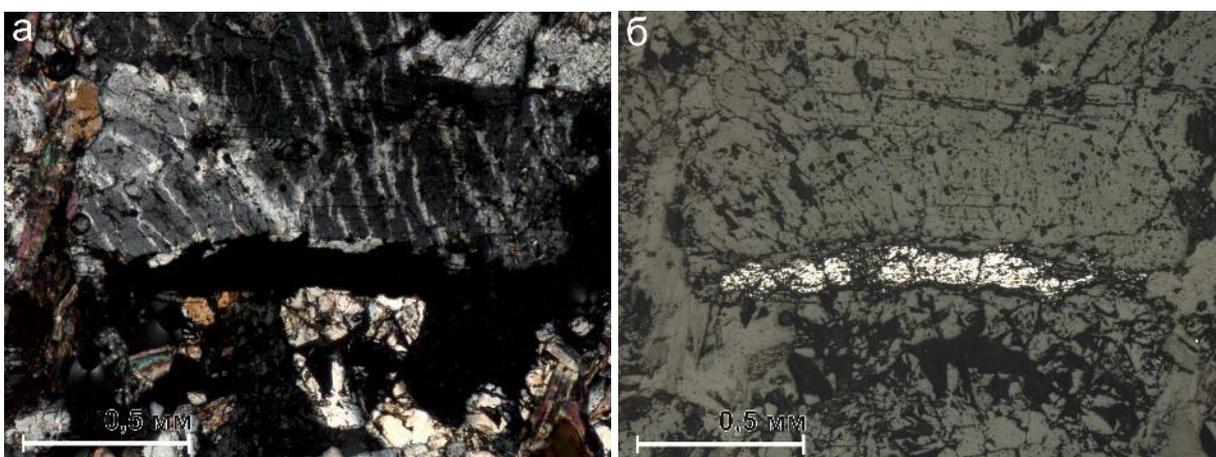


Рис. 34 Прожилки пирита в калишпат-пертите (а – проходящий свет, б – отраженный свет, шлиф №102/7)

В 150 м выше по склону от расчистки был отобран образец из ксенолита углеродистых сланцев (видимая мощность 1,5 x 2 м), где было зафиксировано повышение уровня радиоактивности до 3000 мкР/ч. Образец №101/1Б был отобран из этой аномалии. Петрографические исследования показали, что порода представлена серицит-биотит-кварцевым сланцем. Кварц образует агрегаты гранобластовой (микрогранулитовой) структуры, неравномернoзернистые. Скорее всего – роговиковый. Биотит, часто в срastании с чешуйками серицита и микромуskовита, имеет линейную текстуру. По биотиту часто развит хлорит (рис.35), образуя иногда псевдоморфозы. Структура породы лепидогранобластовая, текстура линейная, сланцеватая.

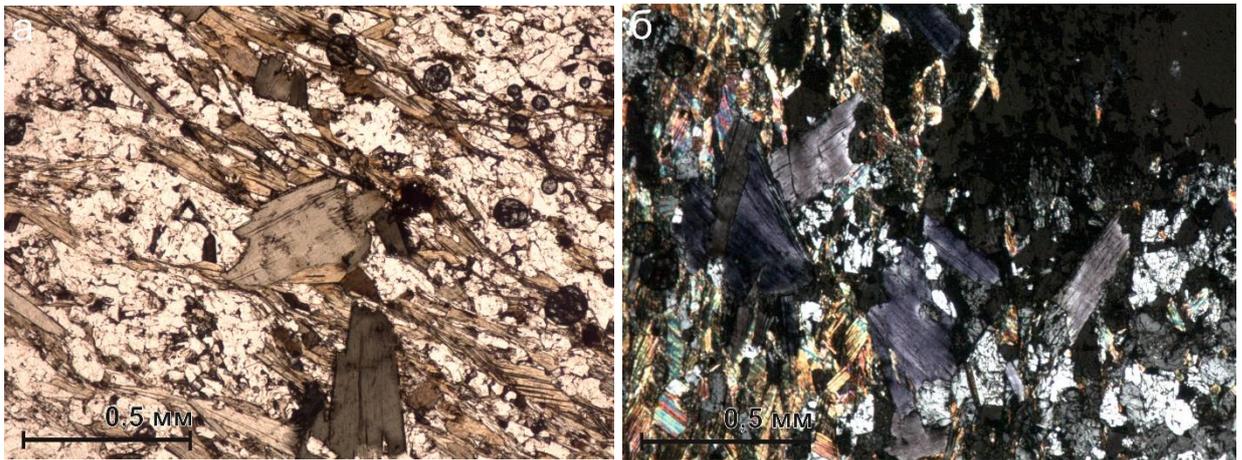


Рис. 35 Развитие хлорита по биотиту (а – в несекрещенных николях, б – в секрещенных николях)

Отмечаются скопления рудных минералов, представленных пиритом и гематитом (рис. 36). А также наблюдается настуран, имеющий округлую форму и типичные, сферической формы, трещины усыхания (рис. 37).

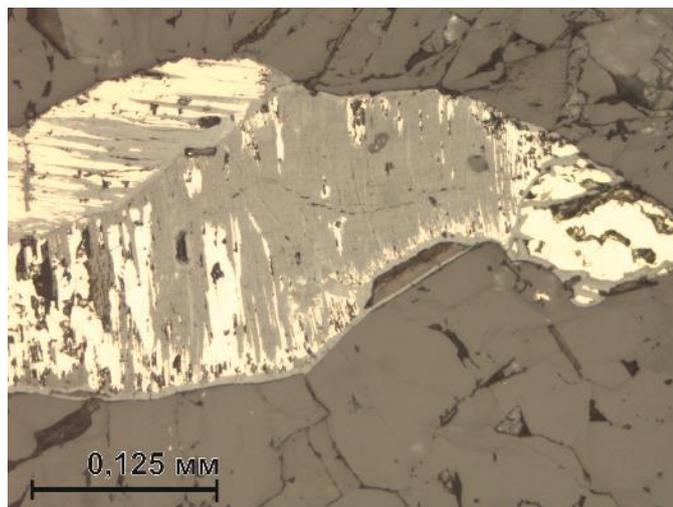


Рис. 36 Пирит замещается гематитом (увеличение 20х)

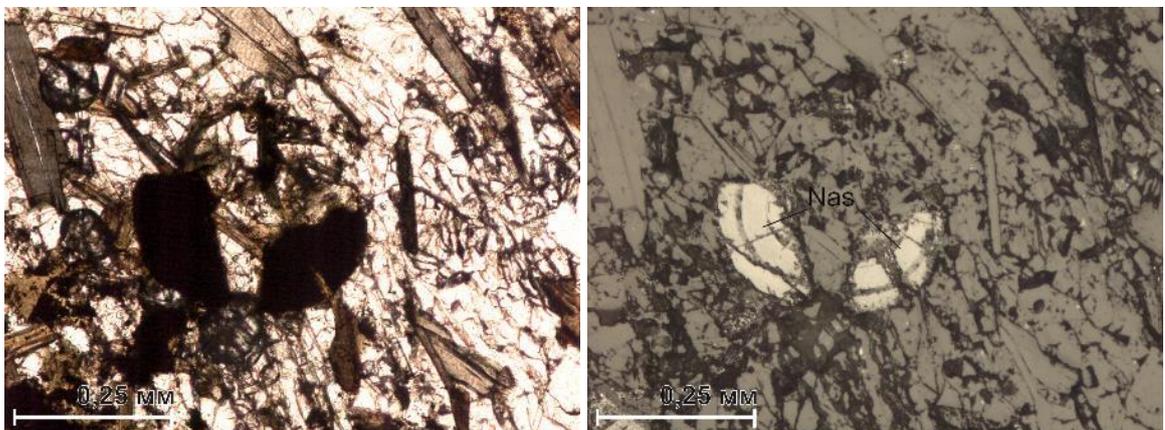


Рис. 37 Настуран (1 – проходящий свет, 2 – отраженный свет)

Зерна настурана тесно ассоциируют с агрегатами биотита и хлорита, в расположении которых наблюдается «беспорядочная» (несогласная со сланцеватостью) ориентировка, что свидетельствует о том, что они образовывались в следствие наложенных гидротермальных процессов.

3.1.3. Зона Западная

Зона Западная рассматривается, как западный фланг Туюканского месторождения. В этой зоне выявлены множественные глыбовые аномалии (до 400 мкР/ч), а также локальные аномалии в коренных породах (до 100 мкР/ч). Аномалии сосредоточены в зоне милонитизации и катаклаза гранитов Кевактинского массива. Рудные тела этой зоны вскрыты единичными канавами, их мощность не превышает 1-х метров и по простиранию не прослеживаются, а содержания урана колеблются от 0,01% до 0,11% (Ковешников и др., 1989ф).

В 2018 г. зона Западная была посещена в процессе маршрута с радиометрическим сопровождением. Зона Западная сложена крупнозернистыми порфировидными гранитами разгнейсованными. Граниты розовато-серого цвета, трещиноватые. В гранитах явно отмечаются процессы дробления и милонитизации. Наблюдения велись преимущественно по элювиальным развалам.

В процессе маршрута были посещены канавы, пройденные ПГО «Сосновгеология» в 1985-1989 гг. Длина канав от 20 до 30 м. Повышенные уровни радиоактивности отмечались, в основном, в обводненных участках канав – до 100 - 400 мкР/ч, в бортах канав радиоактивность уменьшалась и составляла в среднем 40 – 60 мкР/ч при фоновых значения 20-30 мкР/ч. Была встречена одна аномалия в коренных породах, которая составила 100 мкР/ч. Пробы отбирались из бортов канав и из коренных выходов на поверхности.

Петрографические исследования образцов пород, отобранных из зоны Западной, позволяют охарактеризовать породы, как blastsmilonites крупнозернистого гранита. Наблюдаются крупные кристаллокласты (>1 см) микроклина, по которому развивается альбит в виде узких протяженных полос и пятнистообразных выделений. По альбиту и микроклину развиты мелкочешуйчатые выделения биотита и редкие мелкие чешуйки мусковита и серицита (рис. 38). Породы претерпели интенсивный бластез. Почти вся перетертая составляющая породы раскристаллизована в кварц-полевошпат-серицит-мусковитовый сланец. Биотит развивается по сланцу.

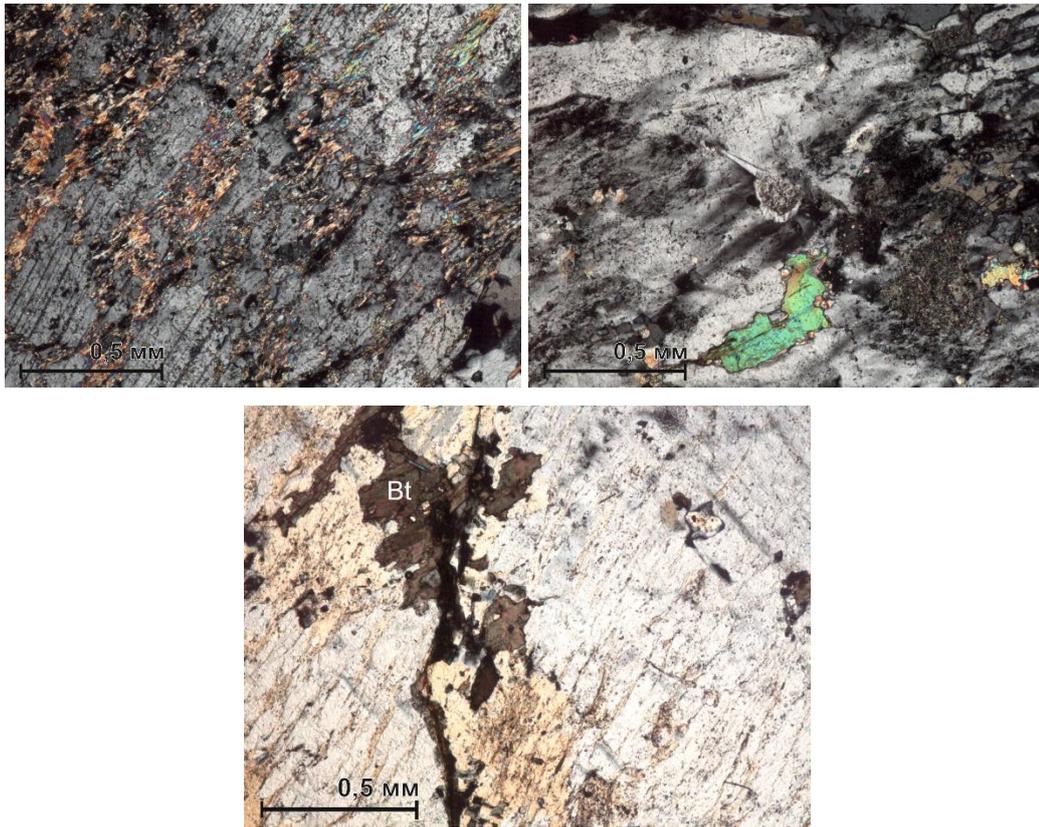


Рис. 38 Развитие мусковита и биотита по калишпат-пертиту (в скрещенных николях)

В шлифе №175 наблюдаются зерна титанита (рис. 39). Также, в этом шлифе наблюдаются плеохроичные дворики в агрегатах биотита, свидетельствующие о присутствии радиоактивных минералов.

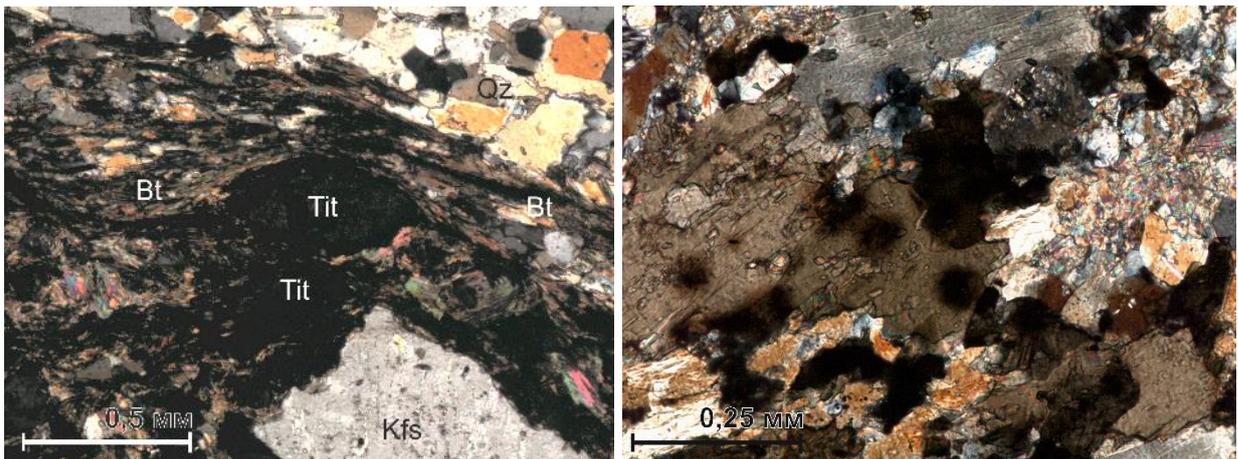


Рис. 39 Зерно титанита к слюдистой массе (1), плеохроичные дворики в биотите (2)

3.2. Выводы

На основе проведенных петрографических исследований пород из скважин были выявлены эпигенетические процессы в той или иной степени повлиявшие на процессы рудообразования.

- Вероятнее всего, первичная урановая минерализация может быть связана с березитоидными процессами. Кварц-серицит-пиритовые изменения зафиксированы в интервале 170 - 285 м, где в скважине с-518004 отмечено несколько рудных интервалов с балансовым и забалансовым оруденением. Во всем этом интервале отмечается значительное увеличение содержание урана по отношению к исходным породам и породам, в которых березитовые изменения не проявлены. В исходных породах, как правило, преобладает рассеянная форма нахождения урана. Низкотемпературные кислотные процессы, в частности березитоидные, способствуют переходу урана из неподвижной четырехвалентной формы в подвижную шестивалентную форму, где уран в виде уранил-иона может перемещаться вместе с гидротермальным раствором до осаждения на геохимическом барьере. В качестве геохимического барьера, в данном случае, могут выступать ксенолиты углеродистых сланцев в теле гранитов, а также дайка габбро-долеритов.

- Для всех образцов из скважин с повышенными (надкларковыми, т.е. > 6 г/т (Смыслов, 1974)) содержаниями урана отмечались такие явления, как плеохроичные дворники, сосредоточенные в крупночешуйчатых агрегатах биотита. Также, в этих образцах отмечается наиболее интенсивно проявленная вкрапленность пирита.

- При проведении работ в 1986-1989 гг. на территории Туюканского рудного узла в гранитоидах Кевактинского массива были выявлены коры выветривания, мощность которых, по данным исследователей, достигала 200-250 м. Основные минеральные ассоциации, выделявшиеся для кор выветривания, были представлены – монтмориллонитом, гидрослюдами, хлоритом, ярозитом, гётитом (Ковешников и др., 1989ф). Однако, в настоящей работе при петрографических исследованиях как пород из керна скважин (до глубины 440 м), так и в поверхностных пробах гранитов из зоны Западной и на рудопроявлении Натали гипергенных минеральных ассоциаций выявлено не было.

Глава 4. Петрохимическая характеристика рудовмещающих пород

Представительные образцы гранитов Кевактинского массива чуйско-нечерского комплекса, габбро-долеритов медвежевского комплекса, а также углеродистых сланцев михайловской свиты были проанализированы на содержание петрогенных оксидов, редкоземельных элементов (РЗЭ) и U, Th, Y, Ta, Nb, Be, Rb, Sr, Zr, Hf, Cs, Ga, Ge в Центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ».

4.1. Граниты Кевактинского массива

Результаты силикатного анализа гранитов Кевактинского массива и габбро-долеритов медвежевского комплекса приведены в таблице 1.

Таблица 1

Содержания петрогенных оксидов в гранитах Кевактинского массива и габбро-долеритах медвежевского комплекса

№ пробы	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃ общ	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
102/6	78,20	10,70	0,11	1,26	0,84	0,02	0,63	1,31	2,12	4,72	0,15
102/7	78,90	10,80	0,13	1,21	1,05	<0,01	0,51	0,59	2,53	4,74	0,14
105/1	76,30	13,10	0,06	1,57	0,98	<0,01	0,45	0,53	2,81	4,69	0,17
105/3	76,80	12,60	0,05	1,53	1,12	<0,01	0,61	0,63	2,66	4,71	0,15
105/5	75,10	13,10	0,06	1,46	1,05	<0,01	0,42	0,82	2,68	5,44	0,16
105/6	75,90	13,00	0,05	1,48	0,98	<0,01	0,42	0,85	2,68	4,91	0,16
105/9	74,80	13,60	0,08	1,52	0,98	<0,01	0,35	0,89	2,73	5,27	0,17
106/2	73,50	14,00	0,11	1,85	1,19	<0,01	0,91	0,69	2,12	5,73	0,17
106/3	75,70	13,00	0,06	1,4	0,98	<0,01	0,97	0,67	2,82	4,92	0,16
106/5	69,70	16,10	0,06	2	1,19	<0,01	0,79	0,81	4,01	6,03	0,19
106/8	74,70	12,80	0,09	1,59	0,91	<0,01	0,39	0,89	2,68	5,78	0,15
106/12	75,10	13,40	0,17	2,26	1,76	0,01	0,62	0,98	2,09	4,86	0,20
175	74,30	13,40	0,26	2,49	1,61	0,04	0,68	0,97	2,33	4,67	0,19
176	75,90	12,40	0,17	1,91	1,26	0,01	0,40	0,89	2,31	5,03	0,16
177	75,80	12,70	0,12	1,77	1,05	0,02	0,45	0,58	2,56	5,13	0,12
179	74,10	13,50	0,09	1,8	1,12	<0,01	0,28	0,62	2,55	5,92	0,15
105/10	51,7	14,8	1,19	10,8	7,72	0,14	8,56	4,92	4,09	0,83	0,11
106/10	51,1	14,9	1,21	11,2	8,42	0,16	8,24	5,7	3,78	1,28	0,11

По полученным данным силикатного анализа, граниты Кевактинского массива чуйско-нечерского комплекса характеризуются содержаниями SiO₂ = 69,7 – 78,9 мас. %, при среднем содержании 75,4 мас. %, и содержаниями щелочей (Na₂O + K₂O) = 6,84 – 10,04 мас. %, при K₂O > Na₂O (K₂O/ Na₂O = 1,5 – 2,7 мас. %). Для лучшей наглядности точки составов вынесены на TAS-диаграмму (рис. 40).

граниты Кевактинского массива содержат богатые алюминием минералы – биотит и мусковит.

На диаграмме (рис. 41) Б.Р. Фроста с соавторами (Frost et al., 2001) все исследованные образцы гранитов попадают в поле магнезиальных пород.

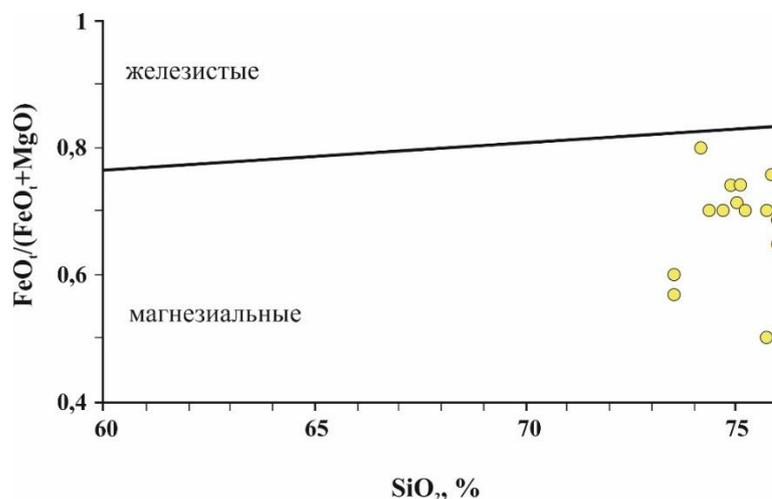


Рис. 41 Диаграмма SiO_2 – $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (Frost et al., 2001) с точками составов гранитов

Согласно классификации этих же авторов, при расчете щелочно-известкового индекса MALI $((\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{CaO})$, граниты Кевактинского массива соответствуют преимущественно известково-щелочным образованиям (рис. 42). Один образец попадает в поле щелочных образований.

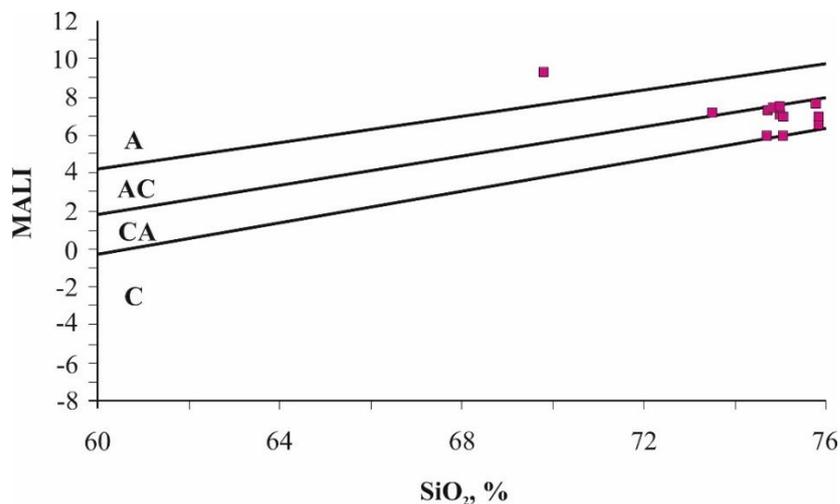


Рис. 42 Диаграмма SiO_2 –MALI (Frost et al., 2001) с точками составов гранитов

A – щелочные, AC – щелочно-известковые, CA – известково-щелочные, C – известковистые

Концентрации редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах Кевактинского массива представлены в таблице № 3.

Таблица 3

Содержания редких и редкоземельных элементов в гранитах Кевактинского массива

№ пробы	Be	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta
102/6	2,23	116	69,4	8,63	82,9	9,49	2,74	16,3	36,1	4,4	15,9	3,93	0,34	3,12	0,39	1,95	0,29	0,61	0,075	0,44	0,064	2,81	1,12
102/7	2,16	107	67,7	10,1	116	10,5	3,21	19,3	43,8	5,04	19,5	4,4	0,38	3,74	0,5	2,39	0,35	0,69	0,092	0,43	0,081	3,96	1,09
105/1	3,93	322	41	5,58	85,3	14,8	13	9,34	22,2	2,81	10,3	2,61	0,17	2,32	0,3	1,4	0,18	0,28	0,036	0,21	0,034	3,09	2,29
105/3	4,28	316	21,1	4,18	60,6	12,9	12	9,36	22,6	2,65	10,1	2,51	0,11	2,31	0,28	1,18	0,14	0,2	0,016	0,12	0,015	2,3	1,68
105/5	3,97	347	60	4,59	71,7	13,8	16,3	11,3	24,4	3,44	12,6	2,8	0,29	2,73	0,35	1,38	0,17	0,21	0,014	0,089	0,017	2,61	1,74
105/6	3,16	359	16,4	4,34	62	14,9	14,1	6,29	15,5	1,9	6,98	1,92	0,14	1,97	0,3	1,23	0,15	0,21	0,022	0,13	0,01	2,57	1,86
105/9	4,26	327	21,3	7,04	79	15	8,83	7,62	18,3	2,24	8,37	2,24	0,17	2,42	0,38	1,84	0,21	0,37	0,046	0,2	0,034	2,7	1,59
106/2	5,62	384	28,9	11,2	97,9	15,6	14,5	11,1	25,1	2,89	11,2	2,3	0,35	2,73	0,36	2,11	0,37	0,87	0,16	0,86	0,14	3,2	2,72
106/3	4,73	328	21,1	4,6	65,9	13,5	11,8	8,99	22,5	2,77	9,91	2,45	0,11	2,31	0,3	1,32	0,14	0,2	0,021	0,1	0,011	2,32	1,66
106/5	3,47	300	31	4,44	75,8	10,2	10,6	10,8	25,8	3,3	11,7	2,93	0,2	2,83	0,35	1,35	0,14	0,21	0,024	0,13	0,016	2,93	1,59
106/8	5,43	495	269	6,22	115	16,5	27,5	19,7	44,2	5,15	19	3,7	0,62	2,96	0,34	1,49	0,2	0,42	0,055	0,28	0,056	3,56	1,52
106/12	3,67	301	25,8	8,17	89,5	11,5	7,76	8,42	23,6	3,18	12,5	3,67	0,31	3,41	0,48	2,14	0,27	0,46	0,039	0,25	0,028	3,08	1,37
175	3,1	194	80,9	19	131	9,43	4,99	32,2	66,8	7,84	29,5	5,73	1,12	6	0,72	3,97	0,67	1,67	0,2	1,25	0,18	3,96	0,79
176	4,21	214	99,7	38,4	210	13	10,3	95,3	96,9	19,5	72	11,4	2,24	10,9	1,43	7,92	1,5	4,11	0,6	3,39	0,52	5,74	1,21
177	6,97	184	81,5	19,4	149	9,28	7,6	29,7	66,6	7,54	28,9	6,05	0,92	5,59	0,73	3,91	0,67	1,55	0,19	1,21	0,19	4,34	1,12
179	6,63	304	32,8	16,4	101	16,8	10,1	17,3	40,6	3,63	12,1	2,45	0,23	2,55	0,42	2,71	0,55	1,46	0,21	1,47	0,21	3,48	3,31

Содержания РЗЭ, нормированных по хондриту, иллюстрируются диаграммой (рис. 43).

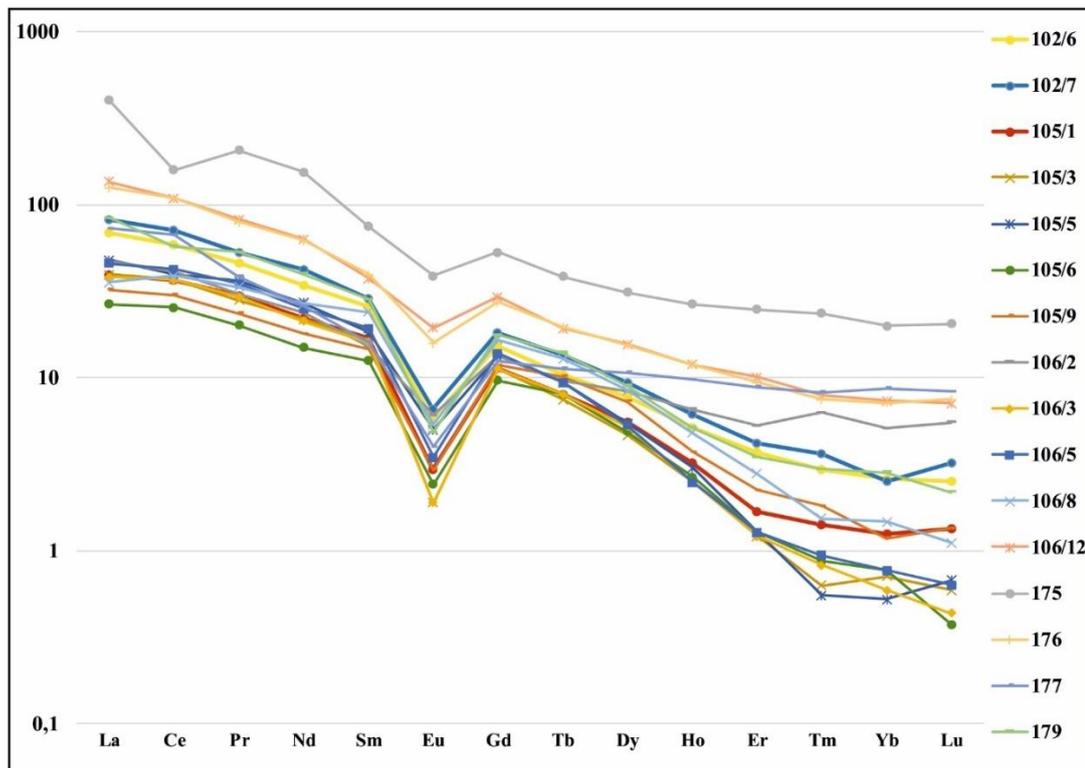


Рис. 43 Спектры распределения нормированных на хондрит (Mc Donough and Sun, 1995) РЗЭ в гранитах Кевактинского массива

На данной диаграмме по величине европиевой аномалии явно выделяются 3 образца (№106/12, №175, №176). Расчет европиевой аномалии производился по формуле:

$$\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_n}{(Sm_n + Gd_n)/2}, \text{ где } Eu_n, Sm_n \text{ и } Gd_n - \text{ это концентрации, нормированные по хондриту (Туркина, 2014).}$$

Европиевая аномалия у этих образцов больше и составляет в среднем $Eu/Eu^* = 0,55$. Общим для этих образцов является то, что они отобраны из порфиroidных крупнозернистых разновидностей гранитов, в то время, как остальные выделяются в мелко-среднезернистую фацию с усредненными значениями европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0,27$. Поскольку основным концентратом европия служит плагиоклаз, то появление аномалии связано с наличием плагиоклаза как кумулятивной фазы при кристаллизации расплава (Туркина, 2014). Менее выраженная европиевая аномалия в крупнозернистых порфиroidных разновидностях может объясняться тем, что они кристаллизовались быстрее (раньше), чем мелко-среднезернистые, и выполнены плагиоклазом порфиroidные

вкрапленники были обогащены европием, а мелко-среднезернистые разновидности гранитов кристаллизовались уже из обедненного европием расплава.

Граниты Кевактинского массива отличаются умеренными содержаниями некогерентных элементов. Исключение составляют повышенные содержания Rb (107-495 ppm).

На тектоно-магматических дискриминационных диаграммах (рис. 44) точки составов гранитов сосредоточены преимущественно в поле коллизионных (синколлизионных) гранитов. Точки, попадающие в поле вулканических дуг, можно объяснить аккумуляцией плагиоклаза или как следствие менее зрелых пород источника (Туркина, 2014). Исследования геохимических особенностей Кевактинского массива, проводившиеся ранее (Ларин и др., 2006), указали на то, что граниты относятся к постколлизионным разновидностям. Однако исследования проводились по 4 пробам, которые были отобраны из центральной части массива, в то время как анализируемые в данной работе образцы отбирались из юго-западной части, и количество анализируемого материала является более представительным.

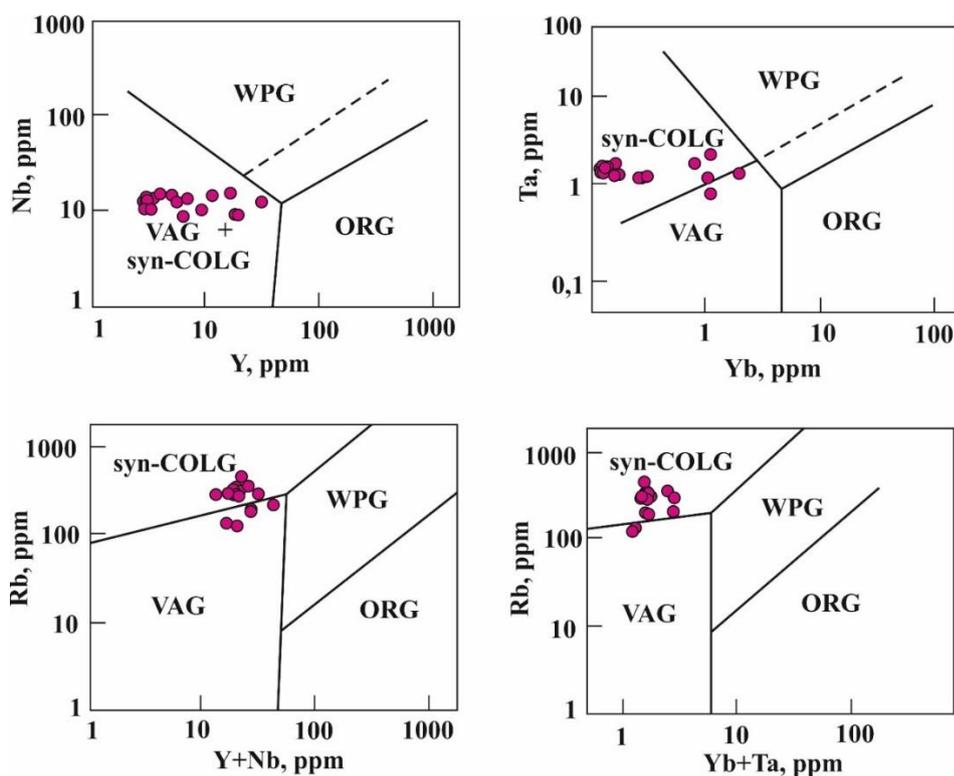


Рис. 44 Точки составов гранитов Кевактинского массива на основных дискриминационных диаграммах (WPG – внутриплитные, VAG – вулканических дуг, ORG – океанических хребтов, syn-COLG – синколлизионные)

В соответствии с геохимической типизацией гранитов (Туркина, 2014), а также на основе петрографических исследований минерального состава, граниты Кевактинского массива относятся к гранитам S-типа. На это указывают перлгиноземистость, обусловленная высоким содержанием в минеральном составе биотита и мусковита, магнезиальность, а также геодинамическая обстановка, которая характерна для гранитов данного типа. К такому же выводу пришли авторы предшествующих исследований (Ларин и др., 2003).

Радиогеохимическая характеристика гранитов. Содержания урана и тория, а также торий-урановое отношение для гранитов Кевактинского массива приведены в таблице 4. Для характеристики были взяты результаты анализов пород из неаномальных, с точки зрения радиоактивности, участков, а также из скважины, не пересекающей рудные интервалы.

Таблица 4

Содержания U и Th в г/т и Th/U отношение в гранитах Кевактинского массива

№№	№ пробы	Порода	Th	U	Th/U
1	315	Порфиоровидный к/з гранит (γ KR2 \check{c} n)	9,95	3,6	2,76
2	316	Порфиоровидный с/з гранит (γ KR2 \check{c} n)	13,2	4,17	3,17
3	334	Очковый гнейсо-гранит (γ KR2 \check{c} n)	10,9	3,46	3,15
4	337	Порфиоровидный к/з гранит (γ KR2 \check{c} n)	9,53	2,07	4,60
5	339	Порфиоровидный с/з гранит (γ KR2 \check{c} n)	13,6	6,92	1,97
6	348-1	Порфиоровидный к/з гнейсо-гранит (γ KR2 \check{c} n)	10,5	3,19	3,29
7	356	Порфиоровидный с/з гранит (γ KR2 \check{c} n)	13,5	3,14	4,30
8	388	Порфиоровидный гнейсо-гранит (γ KR2 \check{c} n)	8,66	1,91	4,53
9	398	Порфиоровидный гнейсо-гранит (γ KR2 \check{c} n)	8,94	3,31	2,70
10	105/1	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	8,57	2,27	3,78
11	105/3	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	8,08	2,23	3,62
12	105/5	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	9,55	13,7	0,70
13	105/6	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	7,99	8,6	0,93
14	105/7	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	9,78	5,05	1,94
15	105/9	M/з гнейсо-гранит (γ KR ₂ \check{c} n)	9,24	16,8	0,55
Среднее значение			10,13	5,36	2,80
Стандартное отклонение			1,89	4,45	1,34
Коэффициент вариаций			18,6%	83,0%	47,8%

Согласно классификации (Смыслов, 1974), для лейкократовых гранитов (K>Na) известково-щелочной серии средние содержания урана и тория равны 6 и 25 г/т соответственно, а характерное торий-урановое отношение может варьировать от 4 до 5. Однако, в данном случае говорить о первичных соотношениях, выявленных А.А. Смысловым, не приходится, поскольку за свою длительную историю граниты претерпели

множественные эпигенетические преобразования, как тектонического, так и гидротермально-метасоматического характера. Особенно наглядно это прослеживается по вариациям содержания урана в породе и по «нарушенному» торий-урановому отношению, которое варьирует от 0,55-2 – что характерно для существенно ураноносных лейкократовых гранитов – до 4,3-4,6 – что отвечает принятым для «обычных» лейкократовых гранитов изветсково-щелочной серии, однако при существенно не свойственных (меньших) для такого отношения, концентрациях самих элементов.

Габбро-долериты медвежевского комплекса на TAS-диаграмме (рис. 40) сосредоточены на границе габбро и щелочного габбро (монцогаббро). Они характеризуются содержаниями $\text{SiO}_2 = 51 \%$, а сумма щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) = 4,92-5,06 %.

4.2. Породы михайловской свиты

В таблице 5 приведены содержания петрогенных оксидов в породах михайловской свиты, которые отбирались с близлежащих территорий вне Туюканского рудного узла (№ 317, № 323), а также в пределах узла в неаномальных зонах радиоактивности (№391-435) при полевых работах в 2017-2018 гг.

Таблица 5

Содержания петрогенных оксидов в породах михайловской свиты
(все содержания оксидов, а также величина коэффициента вариаций приведены в %)

№	№ пробы	Порода	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3 общ	K_2O	Na_2O	P_2O_5	TiO_2	MnO
Приближенно-количественный спектральный анализ (ПКСА)												
1	317	Сланец KR_{1mh}	>50	14	1,6	0,58	3,1	5,8	0,96	<.08	0,53	0,03
2	323	Сланец KR_{1mh}	>50	14	2	0,65	2,3	5,2	1,3	<.08	0,51	0,09
3	391	Сланец KR_{1mh}	>50	12	3,6	1,1	5,2	5,9	0,43	0,1	0,6	0,06
4	393	Сланец KR_{1mh}	>50	18	1,2	0,37	2,7	6,9	0,91	<.08	0,64	0,02
Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ(XRF)												
5	432	Сланец KR_{1mh}	90,6	3,87	0,99	0,34	2,4	0,14	1	<.05	0,067	0,02
6	435	Сланец KR_{1mh}	71,2	15,9	1,51	0,46	2,12	4,49	0,59	<.05	0,51	<.01
Среднее значение			80,90	12,96	1,82	0,58	2,97	4,74	0,87	0,10	0,48	0,04
Стандартное отклонение			13,72	4,89	0,94	0,28	1,15	2,39	0,31	-	0,21	0,03
Коэффициент вариаций			16,96	37,76	51,75	47,96	38,56	50,45	35,94	-	43,53	63,56

По петрохимическим данным отложения михайловской свиты характеризуются высокими содержаниями SiO_2 , варьирующими от 71 до 90 %. Высокие содержания кремнезема объясняются тем, что основная масса пород михайловской свиты представляет собой слюдисто-кварцевые метаморфизованные породы, как алевросланцы, так и метапесчаники, обогащенные углеродистым веществом. Содержание в породах $\text{C}_{орг}$

до 3-10% (Пай и др., 2015). Наибольшие вариации (> 50%) отмечаются в содержаниях оксидов марганца, магния и калия.

По геохимическим данным в породах михайловской свиты, в целом, наблюдается околокларковый уровень содержаний микроэлементов. Содержания урана в образцах пород, отобранных вне рудопроявления Натали, ниже кларковых (Ketriss, Udovich, 2009) и варьируют от 1,5 до 3,15 г/т. В некоторых пробах фиксируются надкларковые содержания Th, Be, Zr, Rb. В отдельных пачках, обогащённых органическим веществом, устанавливаются повышенные кларки концентраций Pb, Zn, Mo, V, Au, Ag и некоторых других элементов (Пай и др., 2015).

Глава 5. Вещественный состав оруденения

Отобранные пробы из трех рудных объектов, слагающих Туюканский рудный узел, анализировались на содержание урана методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в центральной лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ». Результаты проведенных анализов представлены в таблице 6.

Таблица 6

Содержания урана в пробах из рудных объектов Туюканского рудного узла

Рудный объект	№ пробы	Содержание U, г/т
Зона Западная	175	79,1
	176	4,32
	177	9,31
	179	15,3
Туюканское месторождение	106/2	1,89
	106/3	13,3
	106/5	47,7
	106/6	24,9
	106/8	241
	106/12	3,33
Рудопроявление Натали	ШП-102/8Б	101
	ШП-102/8В	415
	БП-103/5-1	2850
	103/6	36,8
	БП-103/2	905
	102/6	6,04
	102/7	7,9

Из зоны Западной пробы отбирались из бортов канав, вскрывающих забалансовое (по данным А.М. Ковешникова) оруденение. Уровень радиоактивности в бортах составлял в среднем 40-60 мкР/ч при фоновых значениях радиоактивности на гранитах 20-30 мкР/ч. Наибольшие значения радиоактивности отмечались на дне канав в обводненных участках. В этих участках гидросолевые аномалии достигали значений 300-400 мкР/ч.

Полученные значения содержаний урана в пробах из зоны Западной превышают кларковые (за исключением пробы №176) в 1,5-13 раз, однако эти содержания являются некондиционными.

При петрографических исследованиях образцов из зоны Западной самостоятельной урановой минерализации выявлено не было, однако фиксировались такие изменения, как

плеохроичные дворики, которые свидетельствуют о наличии включений радиоактивных минералов.

На Туюканском месторождении из керна скважины с-518004 был отобран образец 106/8 из участка с забалансовым оруденением (рис. 6), который фиксировался повышением уровня радиоактивности до 160 мкР/ч (без экрана) при фоновых значениях 20-30 мкР/ч.

При минераграфических исследованиях в этом образце была обнаружена тонкая рассеянная вкрапленность урана, что подтвердилось микрозондовыми исследованиями. Урановая вкрапленность развивается в зернах титанита и ильменита (рис. 45, 46)

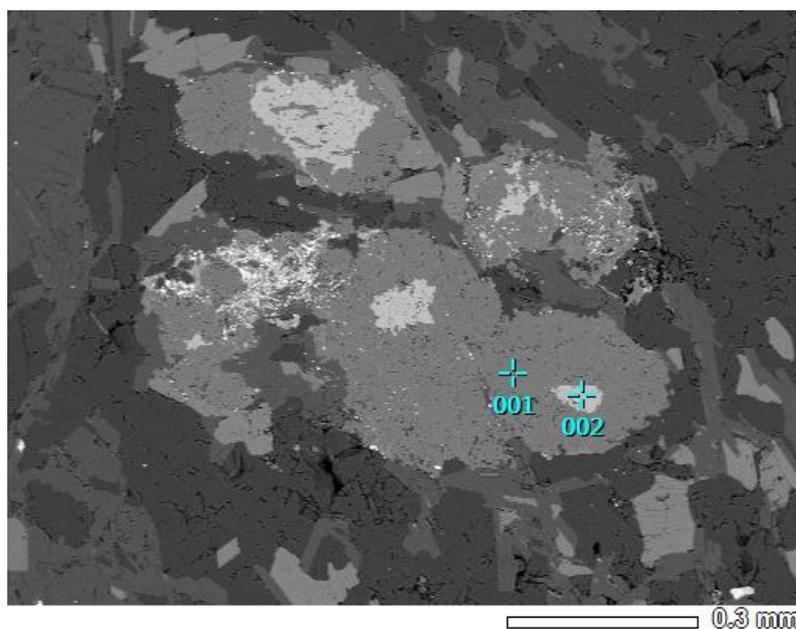


Рис. 45 Мелкая рассеянная вкрапленность настурана в зернах титанита и ильменита (РЭМ-фото)

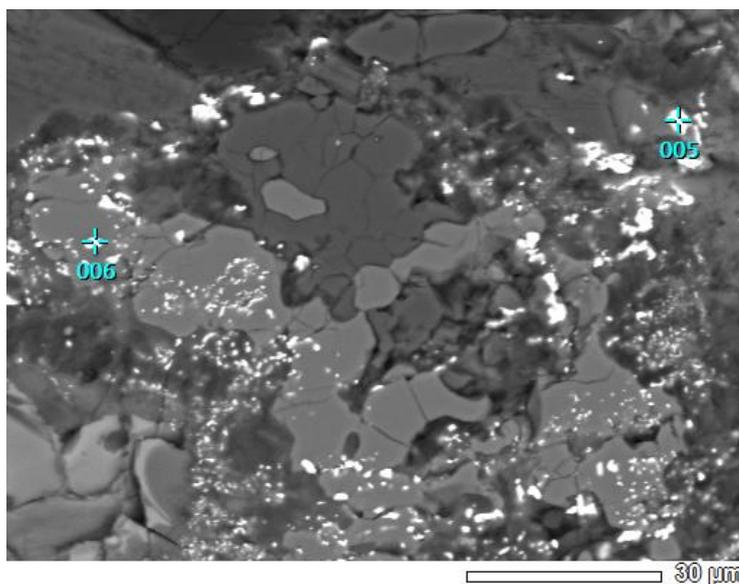


Рис. 46 Характер распределения урана в зернах титанита и ильменита (РЭМ-фото)

Урановая минерализация характеризуется составом, приведенном в таблице 7, и приурочена к зоне проявления березитоидных процессов (рис. 23).

Таблица 7

Состав урановой минерализации в образце № 106/8

№ точки	U %	O %	Pb %	Total %
005	82,49	11,55	5,96	100
006	83,16	11,58	5,25	99,99

В остальных образцах с повышенными содержаниями урана видимой урановой минерализации выявлено не было. Однако в этих образцах фиксировались наиболее интенсивно проявленные процессы сульфидизации, представленные преимущественно пиритом при подчиненном значении халькопирита и арснопирита, и плеохроичные дворики.

По данным работ предшественников (Ковешников и др., 1989ф), на Туюканском месторождении первичная урановая минерализация представлена уранинитом, настураном трех генераций, урановыми чернями и коффинитом. Также выделяется формация аргиллизитов, с которой ассоциируется вторичная урановая минерализация, представленная отенитом, уранофаном, скупитом, ураноспинитом, торбернитом. До глубины 60 м преобладают гипергенные минералы отенит-уранофановой ассоциации, ниже гипергенная минерализация сохраняет структуру первичных руд и представлена уранофан-скупитовой минеральной ассоциацией. По содержанию урана руды рядовые и бедные; средние содержания урана колеблются от 0,053 до 0,12%.

Для изучения непосредственно рудной минерализации в процессе полевых работ в 2018 году были отобраны рудные образцы из двух рудных тел рудопроявления Натали. Макроскопически отобранные образцы представляют собой гнездово-прожилковые образования с редкой сульфидной вкрапленностью. Прожилки развиваются согласно с общей сланцеватостью вмещающих пород, образуя гнездовые выделения размером до 3-4 см. Радиоактивность на таких прожилках достигала более 3000 мкР/ч.

Из одного образца, отобранного из рудного тела 2, был изготовлен прозрачно-полированный шлиф (ППШ) №395, из рудного тела 1 было взято 2 образца № 102/8 и № 102/9, из которых было изготовлено 2 аншлифа. Изучение рудных минералов проводилось с использованием методов рудной микроскопии и микронзондового анализа.

В результате изучения ППШ №395 было установлено, что основную массу рудного вещества выполняет настуран (настуран-I), что обуславливает общую текстуру образца, которая представлена почковидными (натечно-скорлуповатыми) формами. Также наблюдаются характерные для настуранов трещины усыхания сферической формы (рис ...а), которые заполнены преимущественно кварцевым материалом (рис. ...б). Однако в скоплениях кварцевых агрегатов наблюдаются мелкие, округлой формы, выделения настурана, скорее всего более поздние, чем крупные настурановые индивиды (настуран-II).

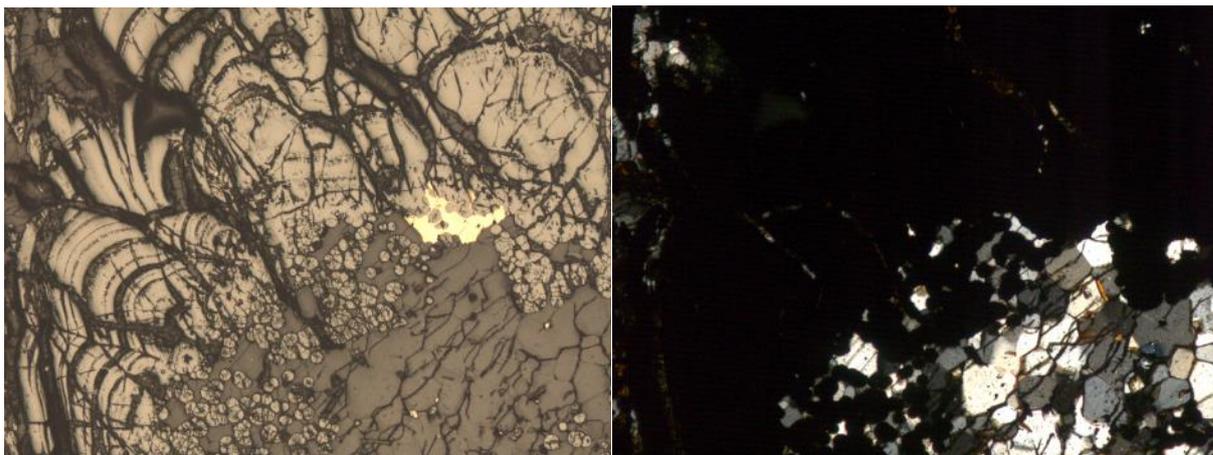


Рис. Крупные почковидные выделения настурана вокруг кварцевой массы и мелкие сферические выделения настурана, развивающиеся по кварцу (отраженный (а) и проходящий свет (б), увеличение 5х)

В настурановых агрегатах наблюдается крупное зерно халькопирита, которое, вероятно, развивалось по крупным выделениям настурана, однако замещается более мелкими его выделениями.

Также, в настурановых почках отмечается частая вкрапленность галенита (рис. ...).

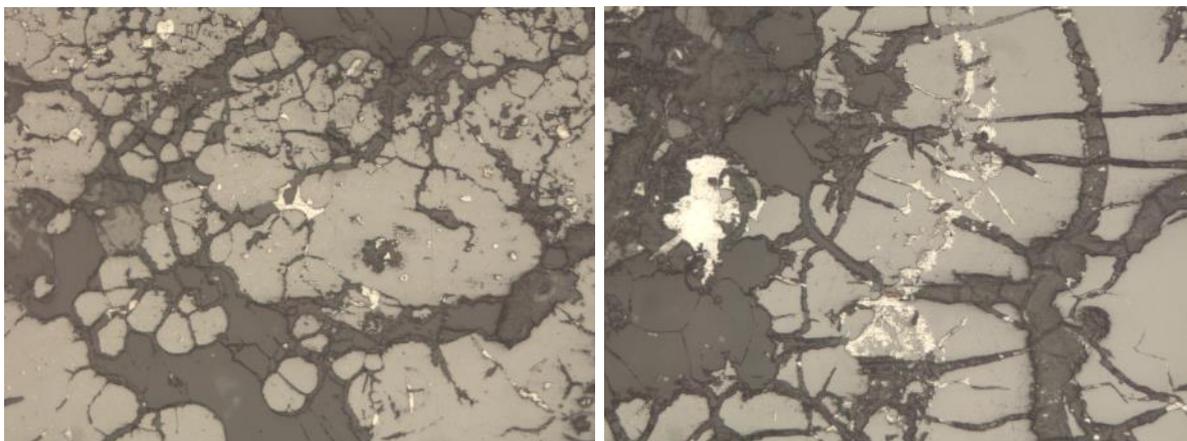


Рис. Галенит в настуране (увеличение 20х)

Выделения галенита имеют неправильную форму, развиваются по трещинам в настурановых агрегатах.

Наблюдаются единичные выделения ковеллина по халькопириту (рис. ...).

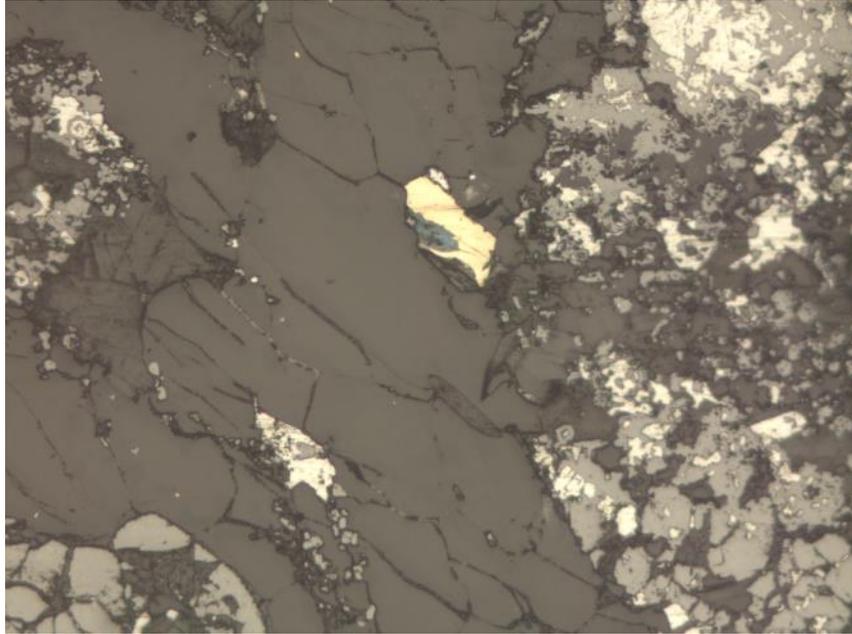


Рис. Ковеллин (синий) развивается по халькопириту (увеличение 20х)

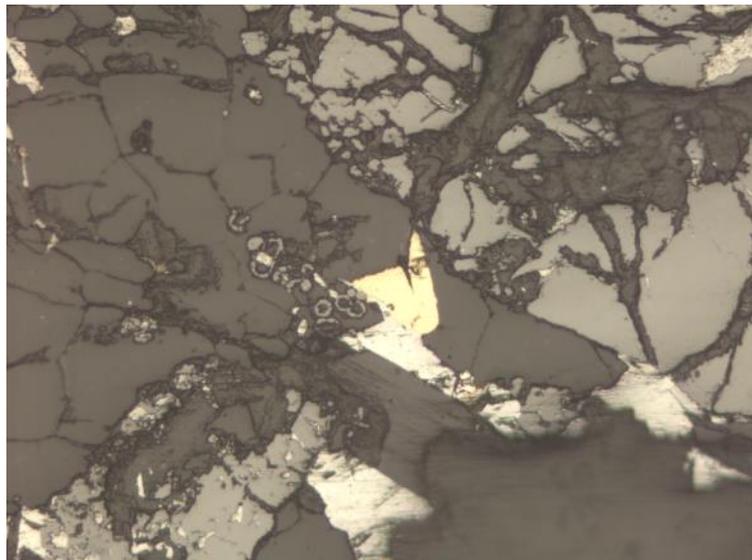


Рис. Зерно халькопирита, развивающегося по галениту, мелкие сферические выделения настурана в кварцевой массе, а также крупные выделения настурана с вкрапленностью галенита (20х)

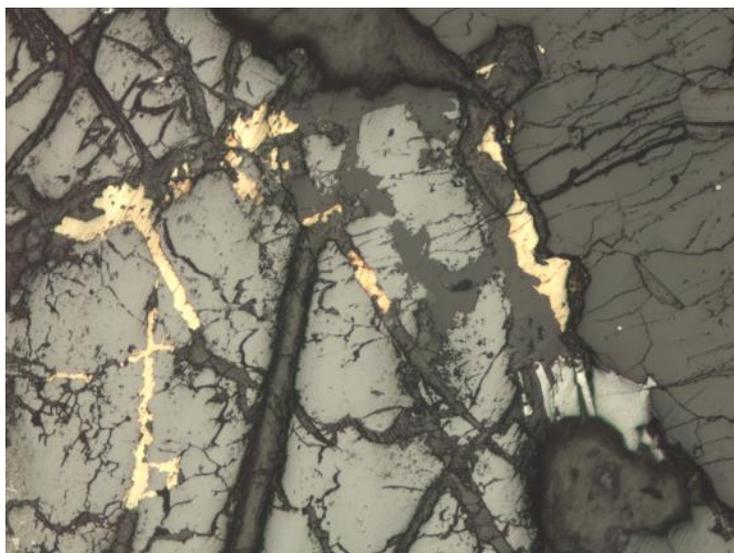


Рис. Халькопирит развивается по трещинам в настуране, по халькопириту развивается темно серый минерал - гётит(?)

Аншлиф 102/9Б.

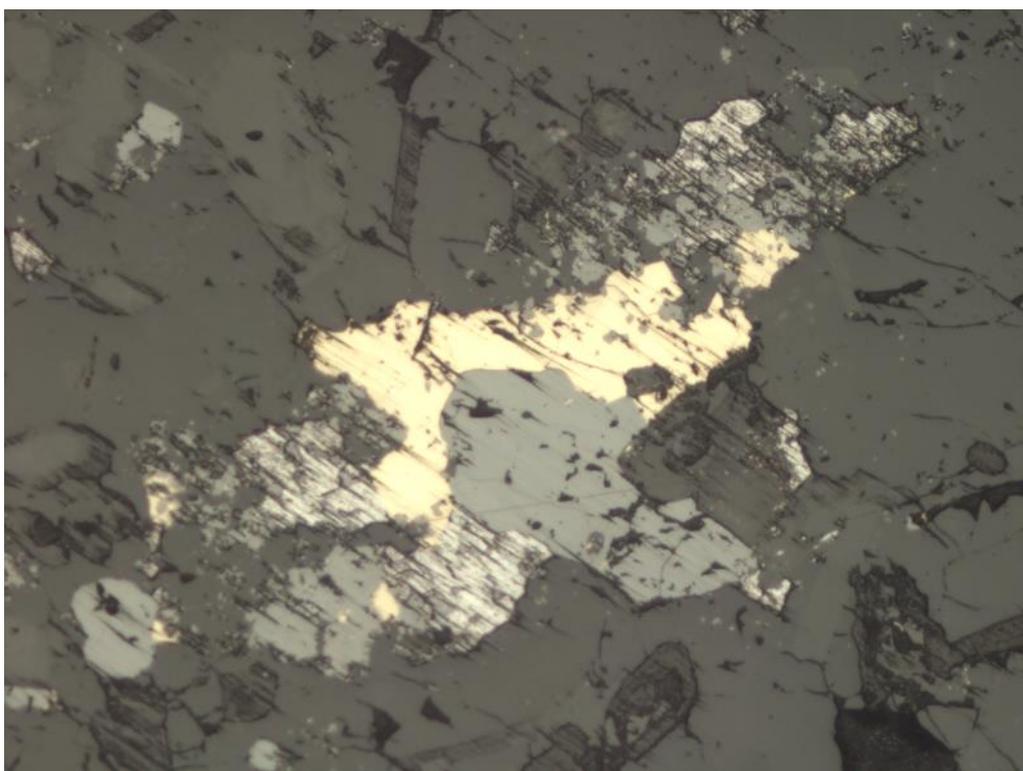


Рис. Пирит развивается по галениту, по пириту развивается сфалерит (?) (увеличение 10х)

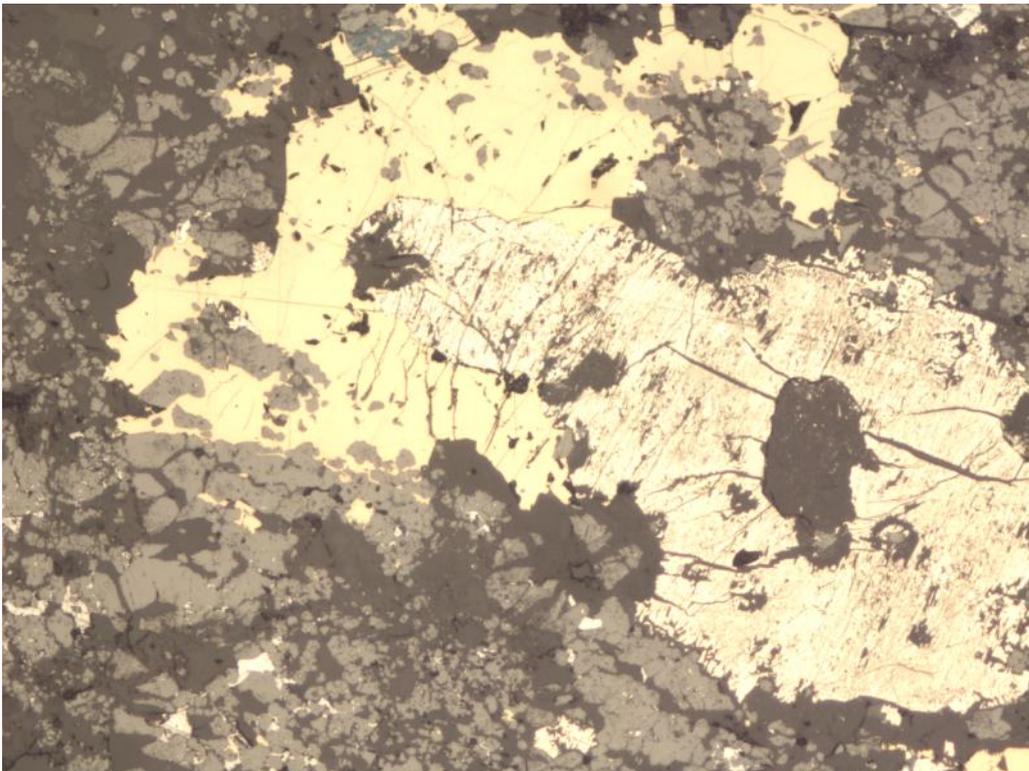


Рис. Пирит, халькопирит, ковеллин по халькопириту, Серое – настуран (уранинит?)

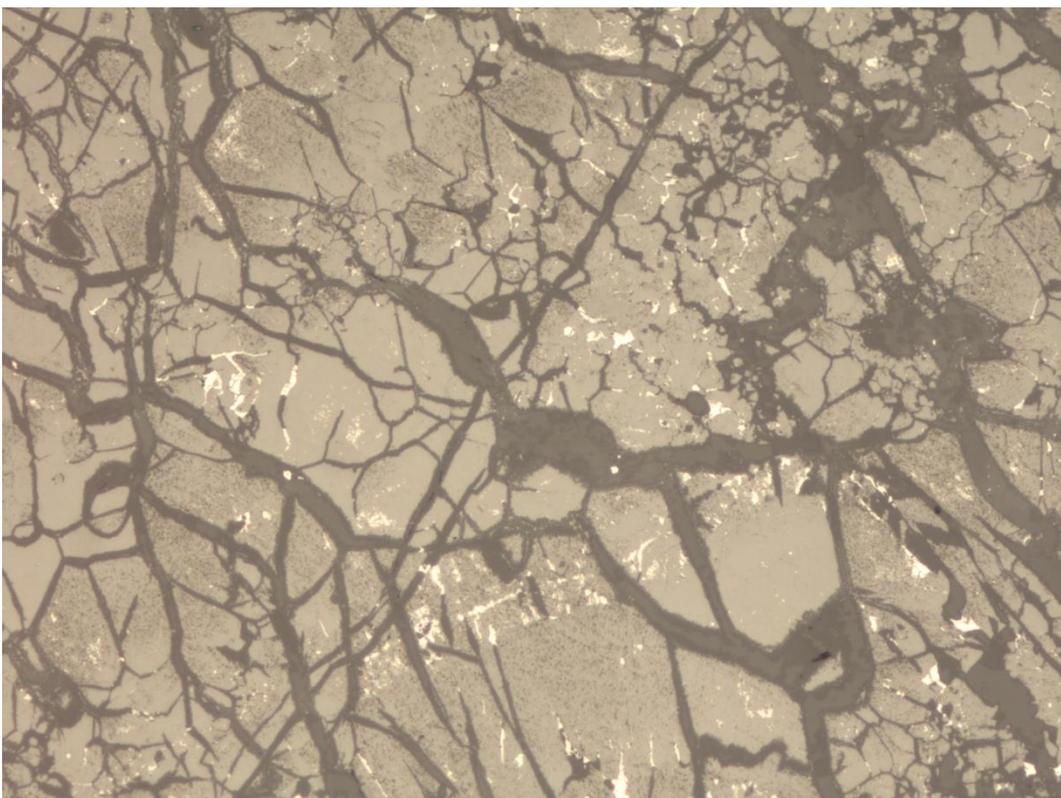


Рис. Настуран с вкрапленностью галенита (10x)

Содержание урана в рудных телах рудопроявления Натали достигает 1,8-3,5%, а в отдельных жилах с массивным настураном – 17% и более (п х 10%).

5.2. Геохронологические исследования урановой минерализации

«В пробе № 102 были выделены зерна уранового минерала массой 0,1-0,3 мг, которые промывались с ультразвуковой обработкой в тefлоновом бюксе спиртом, а затем водой. Далее зерна взвешивались на алюминиевой фольге на микровесах и переносились в бюксы из тefлона PFA Savillex объемом 3 мл. В бюкс добавлялись 3 капли 9N HCl и 3 капли 14N HNO₃ и раствор выпаривался на плитке при температуре 160°C. Далее добавляются 2 капли 10N HCl и пробы выпариваются до объема около 5 мкл, а затем - 6 капель 2,5N HCl и раствор охлаждается до комнатной температуры. С помощью дозатора переменного объема на 100 мкл жидкость делится на две аликвоты: 40 мкл для определения концентрации Pb и U; 80-90 мкл для определения изотопного состава Pb. Аликвоты взвешиваются на весах, в аликвоту для определения концентрации Pb и U добавляется и взвешивается 500 мкл ²³⁵U-²⁰⁸Pb смешанного трассера (изотопное разбавление -ID). Далее аликвоты в тefлоновых боксах на 3 мл выпариваются на плитке при температуре 160°C и охлаждаются до комнатной температуры. В бюксы с высушенными аликвотами добавляется по 10 мкл деионизированной воды. На рениевую катодную ленту держателя термоионизационного масс-спектрометра наносится по 2 мкл смеси силикагеля и 0,2N H₃PO₄, и по 1 мкл жидкости каждой аликвоты.

Измерения отношений изотопов свинца (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb/²⁰⁷Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁸Pb) осуществлялось на термоионизационном мультиколлекторном масс-спектрометре ThermoFinniganMAT Triton TI в одноленточном варианте в статическом многоколлекторном режиме (метод TIMS). Каждое измерение состояло из 5 блоков по 10 сканов при токе на испарителе 2,5-3,0 А и температуре 1350-1400°C. Для контроля правильности перед каждой партией проб измерялся международный стандарт Pb NIST 983. Средняя точность анализов составила 0,05% (2σ) для отношения ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb. Корректировка на приборное масс-фракционирование производилась по среднему значению измерений стандарта NIST 981 (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 16.9374, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.4916, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 36.7219) при той же температуре. Измеренные отношения изотопов свинца корректировались на масс-фракционирование 0,12 % а.е.м. Бланк (холостой опыт) во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для Pb, при составе ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.120, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.542, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 37.354.

Уран в форме UO₂ также измеряется на масс-спектрометре ThermoFinniganMAT Triton TI для концентрационных аликвот с тех же лент, что и свинец, но при более высокой температуре 1500-1550°C. Измерялось отношение изотопов урана ²³⁸U¹⁶O₂/²³⁵U¹⁶O₂. Каждое измерение состояло из 3 блоков по 10 сканов при токе на

испарителе 3,0-3,5 А. Измеренные отношения изотопов урана корректируются на масс-фракционирование 0,12% а.е.м. Бланк во время проведения анализов не превышал 0,01 нг для U. Обработка результатов анализа для расчета возраста производилась в программах К. Людвига (Berkeley Geochronology Center) PBDAT ver. 1.24 и ISOPLOT ver. 4.15.

Полученные аналитические результаты представлены в таблице 4 и на рисунке .

Примечательно (табл. 4), что самые мелкие (№№ 5195, 5196) и самая крупная (№ 5186) навески настурана имеют повышенные концентрации обыкновенного свинца, что может отражать степень воздействия процессов метасоматической перекристаллизации. Кроме того, измеренный изотопный состав свинца подтверждает близкую степень геохимической подвижности Pb и U во вторичном процессе и позволяет оценить начало его миграции в интервале 360-420 млн лет из источника рифейского возраста.

Таблица 4

**Изотопы Pb и U в настуране
(проба № 102, рудопоявление Натали)**

Навески	Масса	U	Pb	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
				корр.	% ош.	корр.	% ош.	рад.	% ош.	рад.	% ош.	рад.	% ош.
5192	0,1989	75,6	6,71	343,820	0,045	36,663	0,063	0,7164	0,1110	0,0803	0,1010	0,0647	0,0460
5193	0,2438	76,9	6,76	346,560	0,050	36,765	0,067	0,7077	0,1180	0,0796	0,1060	0,0644	0,0490
5194	0,2445	76,1	7,60	287,520	0,045	33,591	0,063	0,8021	0,1340	0,0870	0,1220	0,0668	0,0520
5195	0,1066	75,4	6,95	320,680	0,050	35,335	0,067	0,7397	0,1010	0,0822	0,0850	0,0652	0,0510
5196	0,1801	72,8	8,50	229,390	0,050	30,344	0,067	0,9260	0,1330	0,0962	0,1150	0,0698	0,0640
5186	0,8941	68,3	7,75	238,970	0,041	30,867	0,061	0,9012	0,1610	0,0945	0,1610	0,0691	0,0560

корр. – скорректировано на обыкновенный свинец; *Pb, рад. - радиогенный свинец; %ош. – погрешность измерений;

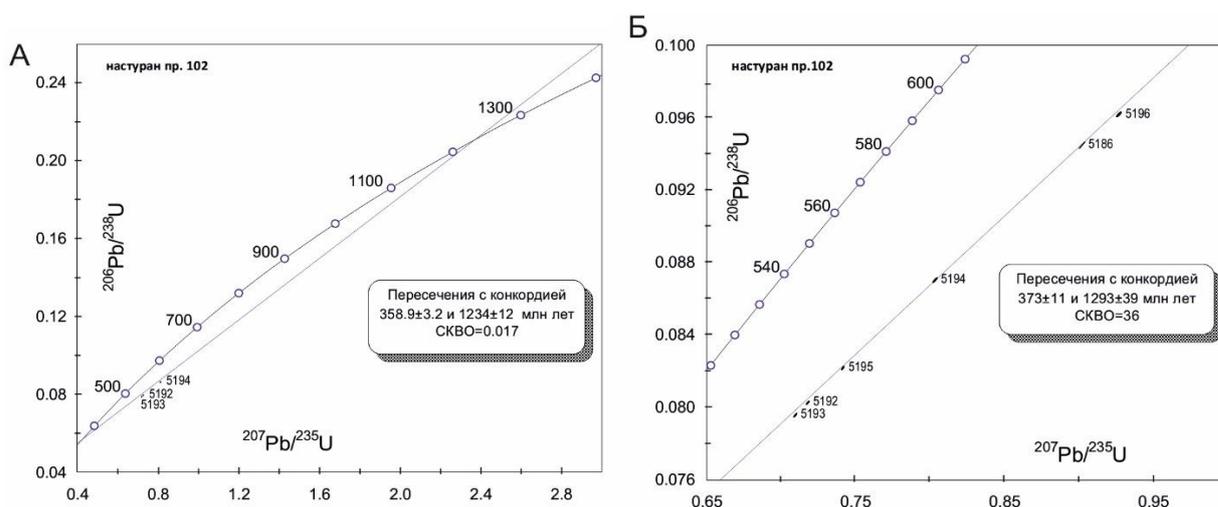


Рис. Диаграммы Аренса – Везерилла с конкордиями для настуранов

Результаты U-Pb изотопного датирования настурана (уранинита) методом ID-TIMS аппроксимируются дискордией (СКВО=0.02), с верхним пересечением с конкордией,

определяющим возраст кристаллизации первичного диоксида урана в 1234 ± 12 млн лет (рис.). Нижнее пересечение соответствует времени проявления однократного интенсивного наложенного процесса, приведшего к существенной перекристаллизации, вероятно, настурана-I с образованием настурана-II - 359 ± 3 млн лет. Эти вычисления проведены по трем наиболее гомогенным кристаллам №№ 5192-5194 (табл.). Из вычислений, полученных по всем шести аналитическим данным (рис.), видно, что возрастающая минеральная негомогенность, особенно с участием очень крупной навески № 5186 (табл. 4), приводит к ухудшению линейности аппроксимации и общей погрешности (СКВО=36) при сохранении принципиального результата, подтверждая его достоверность.

Таким образом, ураноносные жилы рудопроявления Натали имеют возраст 1234 ± 12 млн лет, соответствующий началу среднерифейского времени и близкий границе нижнего-среднего рифея. Эта возрастная граница в пределах анализируемой территории и в краевых поднятиях Северного Забайкалья фиксируется региональным развитием даек габбро-долеритов (медвежевский комплекс и его аналоги). Другим важным моментом является установленная на рудопроявлении Натали интенсивная перекристаллизация первичного диоксида урана (настуран-I) с образованием вторичного настурана (настуран-II) в позднем палеозое (девоне) 359 ± 3 млн лет назад» (Макарьев и др., 2019).

Оба рубежа (1200 и 360 млн лет) характерны для уранового рудогенеза в Северном Забайкалье (Голубев и др., 2008, Тюленева и др., 2009) (рис. ...). Они отмечаются практически на всех урановых объектах, приуроченных к структурно-вещественным комплексам единого раннепротерозойского постколлизийного Южно-Сибирского вулcano-плутонического пояса, в частности в Аkitканском (Чуйское поднятие) и Нечеро-Ничатском (Нечерское поднятие) урановорудных районах.

Геологические события млрд. лет	Возраст уранового рудообразования*, млрд. лет	Метасоматические образования	Формационный тип оруденения	Минеральный тип урановых руд	Качество руд
Раннепротерозойская гранитизация 2,0-1,7	1,8-1,7	Высокотемпературные кварц-микроклин-альбитовые, кварц-биотитовые и кварц-биотит-апатитовые	Торий-редкоземельно-урановый, иногда с Мо и Р	Браннерит-уранитовый	Убогие и бедные
Позднепротерозойская тектоно-магматическая активизация 1,3-0,8	1,2-1,0 (перераспределение 0,9-0,7)	Слюдиты биотит-флогопит-хлоритовые и хлорит-мусковит-серицитовые с сульфидами	Сульфидно-урановый	Браннерит-коффинит-настурановый	Преимущественно рядовые
Венд-раннекаледонский амагматичный складчатонадвиговой тектогенез 0,6-0,5	(перераспределение и регенерация 0,6-0,5)	Березиты	Золоторудный ходоканского типа	Регенерированный коффинит-настурановый	Рядовые, иногда богатые
Девон-карбонный тектогенез, синхронный гранитизации Ангаро-Витимского блока 0,4-0,3	0,4-0,3	Низкотемпературные альбит-хлорит-карбонатные**,	Урановый	Преимущественно настурановый	Богатые

*а также регенерации руд; **иногда хлорит-адуляровые; кварц-хлорит-гидрослюдистые аргиллизитового типа.

Рис. Схема проявленности и эволюции уранового рудогенеза в Северном Прибайкалье (Тюленева и др., 2009)

Полученные данные позволяют говорить о том, что и на Тонодском поднятии, в частности на территории Туюканского урановорудного узла, процессы образования и последующей регенерации уранового оруденения имеют такую же природу, что и на смежных объектах, и по времени связываются с позднепротерозойской тектоно-магматической активизацией и главной эпохой гранитообразования в палеозойском Анагаро-Витимском ареал-плутоне.

Глава 6. К вопросу о типовой принадлежности уранового оруденения Туюканского рудного узла

Последние исследования (1985-1989 гг.), проводившиеся в пределах Туюканского рудного узла, привели к заключению о том, что урановое оруденение здесь соответствует типу «несогласия». При сравнении уранового оруденения Туюканского РУ с месторождениями типа «несогласия» (бассейны Атабаска в Канаде, Пайн-Крик в Австралии и Карку в России) обнаруживается сходство по геологическим, структурно-тектоническим и вещественным признакам. Результаты изотопно-геохронологических исследований, проводившихся в рамках написания данной работы, также позволяют сопоставить данный объект с месторождениями типа «несогласия». Сравнение урановых объектов Туюканского РУ по основным обобщенным поисковым критериям уранового оруденения типа «несогласия» (Лобаев, 2006) приводится в **таблице № 8**. Таблица составлена с учетом результатов предшествующих исследований и результатов, полученных в ходе написания данной работы.

Однако, если рассматривать критерии формирования месторождений типа «несогласия» более подробно, то обнаруживаются признаки, отличающие Туюканский РУ от объектов-эталонов (для сравнения приводятся данные по рудоносным бассейнам Атабаска, Пайн-Крик и месторождению Карку (Пашско-Ладожский прогиб)):

- одним из признаков является степень метаморфизма пород фундамента. Если на площадях Атабаска, Пайн-Крик и Карку прослеживается степень метаморфизма от зеленосланцевой до амфиболитовой и гранулитовой фаций, то на площади Туюканского РУ степень метаморфизма пород фундамента не превышает фации зеленых сланцев (Ковешников и др., 1989ф).

- другим важным признаком является наличие в фундаменте в пределах урановорудных районов и узлов пород, обогащенных углеродистым веществом. На площадях Атабаска и Карку рудные объекты сопряжены с графитсодержащими породами, в пределах Австралийских месторождений оруденение сосредоточено преимущественно в самих углеродсодержащих породах (Пакульнис, 2012, Михайлов, 2001). Рудные тела Туюканского месторождения локализуются преимущественно в гранитоидах, при подчиненном значении ксенолитов углеродисто-слюдистых сланцев михайловской свиты.

- рудоконтролирующая роль в пределах бассейна Атабаска и месторождения Карку отводится площадным корам выветривания каолинит-гидрослюдистого состава, сформированных на породах фундамента (Пакульнис, 2012, Михайлов, 2001).

Геологические предпосылки и поисковые признаки уранового оруденения типа несогласия (Лобаев, 2006) и содержание этих признаков на территории Туюканского рудного узла

Тип критерия	Содержание критерия	Туюканский рудный узел
1. Структурно стратиграфический (геохронологический)	Наличие несогласий докембрийских пород – пологой зоны контакта образований фундамента, представленных гетерогенными породами раннего протерозоя (2400-1800 млн лет) и пород чехла, представленных пестроцветными и красноцветными терригенными молассоидами позднего протерозоя (1800-1000 млн лет)	Образования фундамента сложены метапесчаниками, углеродистыми сланцами и метаалевролитами кевактинской серии, а также также гранитами чуйско-нечерского комплекса, прорывающими породы кевактинской серии и имеющими возраст 1846 ± 6 млн лет (Ефремова, Макарьев, 2018), на породы фундамента с несогласием налегают породы чехла, сложенные ранне-среднерифейскими квацитами, метаконгломератами и метагравелитами пурпольской и медвежевской свит
2. Геотектонический	Площади развития авлакогенов и сходных с ними депрессионных структур рифейского возраста, заложившихся в интервале 1800-1200 млн лет назад на консолидированном фундаменте раннепротерозойского возраста	В раннерифейское время на территории рудного узла происходило прогибание бассейна до глубины 400-600 м, где накапливались отложения пурпольской свиты, а в медвежевское время заложилась локальные прогибы трогового типа в обстановке рассеянного рифтогенеза
3. Петрографический (литологический)	Фундамент представлен хомогенно-терригенно-вулканогенными образованиями (предпочтительно сланцевые толщи, обогащенные углеродистым веществом) в переслаивании с карбонатными породами; чехол – красноцветные и пестроцветные терригенные молассоидного облика отложения	См. пункт 1 таблицы
4. Магматический	Развитие магматических пород (предпочтительно базитового ряда), прорывающих молассоиды рифея и принадлежащих к комплексу даек и малых интрузий эпохи позднепротерозойской тектоно-магматической активизации (в млн лет): авзянской (1235), гренвильской (1015), гудзонской (1675), кибарской (1455), луфилианской (795) и катангской (685)	Развитие даек и силлов габбро-долеритов медвежевского комплекса, возраст которых оценивается как среднерифейский (1300-1200 млн лет)
5. Структурный	Наличие пологих зон разрывных нарушений на границе чехол-фундамент и сопряженных с ними надвигов и сбросов	Большая часть разрывных нарушений имеет пологое падение на юг. Вследствие этого, в южной части площади узла осадки рифея надвинуты на гранитоиды.
6. Минералого-геохимический	Проявленность железомagneзиального метасоматоза (гематитизация, хлоритизация), а также аргиллизации, карбонатизации, серицитизации и сульфидизации	Проявлены хлорит-биотитовые метасоматиты и сульфидизация на рудопроявлении Натали; на Туюканском месторождении выявлены березит-пропилитовые изменения и карбонатизация, а также, по данным А.М. Ковешникова, в верхних частях рудной зоны отмечаются процессы аргиллизации, с которыми сопряжена вторичная урановая минерализация
7. Радиологический	Проявленность урановой минерализации с возрастом (медианное значение) 1675, 1455, 1235, 1015, 795, 685 млн лет и возможным перераспределением на этапах фанерозойской тектонической и тектоно-магматической активизации в эпохи 575, 520, 465, 410, 355, 300, 245, 190, 135, 80 и 25 млн лет	По полученным данным (Макарьев и др., 2019), возраст первичной урановой минерализации на рудопроявлении Натали оценивается в 1234 ± 12 млн лет с ремобилизацией уранового оруденения в девонское время (359 ± 3 млн лет)

Петрографические исследования пород фундамента Туюканского рудного узла показали отсутствие минеральных ассоциаций кор выветривания.

«Имеющиеся и полученные новые данные также показывают сходство урановых объектов Туюканского рудного узла с урановыми объектами в Северном Забайкалье и с типовыми докембрийскими жильными гидротермальными месторождениями, к которым, в соответствии с классификацией МАГАТЭ (2016 г.), относятся известные канадские месторождения урановорудных районов Большого Медвежьего озера и Биверлодж» (Макарьев и др., 2019).

Наиболее ярким примером объекта, обнаруживающим сходство с Туюканским месторождением, в Северном Забайкалье является месторождение Чепок, которое приурочено к северной части Нечерского поднятия. Само месторождение локализовано в сильно тектонизированных раннепротерозойских гранитоидах чуйско-нечерского комплекса вблизи границы с несогласно залегающими рифейскими платформенными отложениями (пурпольская свита). Руды центральной части месторождения в основном рядовые и богатые, представленные браннерит-настурановым оруденением с уранинитом и пострудным коффинитом. Формируются в ореолах кварц-хлорит-биотит-светло-слюдистых изменений. В северной части месторождения в оксидных уранинитовых рудах присутствует молибден в промышленных концентрациях. Возраст настурановых руд оценивается как среднерифейский - около 1,2 млрд лет, возраст молибденит-уранинитового оруденения оценивается в 1,8 млрд с возрастом ремобилизации уранового оруденения 380 млн лет (Голубев и др., 2008).

«Урановорудный район Большого Медвежьего озера (провинция Эльдorado) образован раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными комплексами (группы Эхо-Бей) и гудзонскими гранитоидами, пересекающимися дайковыми поясами долеритов с возрастом около 1400 млн лет и 1000 ± 50 млн лет (последние являются пострудными). Жильные и жильно-штокверковые урановые месторождения Эльдorado, Контакт-Лейк, Эхо-Бей, Эль-Бонанца и др. приурочены к крутопадающим зонам трещиноватости и дробления, локализуются исключительно в осадочных породах (в гранитах выклиниваются), нередко на контактах даек долеритов и имеют форму от прожилков (мощностью 1-2 см) и жил (до 1,2 м) с высокосортной рудой до более мощных штокверков и линз с бедным оруденением. Рудные жилы и прожилки сложены настураном нескольких генераций, кварцем, сульфидами и кобальт-никелевыми арсенидами, образующими характерную для этого района «пятиэлементную» рудно-геохимическую ассоциацию. В урановорудном районе Биверлодж (на северо-западе провинции Атабаска) жильные урановые месторождения Эйс, Фей, Верна, Гуннар

залегает среди глубокометаморфизованных архейских пород (группа Тейзин) и представлены сериями сближенных жил, прожилков и штокверков в оперяющих главные разломы разрывах. В этом районе основную группу (90%) составляют месторождения с простым (преимущественно настурановым) составом руд. Месторождения второй группы с рудами сложного состава («пятиэлементной» ассоциации с палладием, золотом и др.) образуют самостоятельный узкий пояс и предполагается, что они моложе, чем преобладающие месторождения первой группы.

Рассмотренные канадские месторождения традиционно относятся к жильным гидротермальным. Возраст различных генераций настурана месторождений Большого Медвежьего озера составляет 1650, 1450 и 1200 млн лет. Принято считать, что формирование этих месторождений происходило в конце раннего протерозоя с частичным переотложением и привнесом урана в позднем протерозое (рифее) с допускаемым более молодым происхождением отдельных настурановых жил. В урановорудном районе Биверлодж также установлены два основных этапа рудоформирования: раннепротерозойский, датируемый в 1760 ± 20 млн лет, и позднепротерозойский - 1240 ± 50 млн лет. Образование основной массы гидротермального оруденения (с возрастом около 1760 млн лет) связывается с эпохой раннепротерозойской протоактивизации, а рубеж 1240 млн лет фиксирует частичное переотложение руд с предполагаемым формированием месторождений так называемой второй группы с рудами сложного состава.

Такая геолого-генетическая модель полихронного рудоформирования, предусматривающая образование основной массы рядового оруденения в конце позднего карелия и более богатых (телескопированных и локально-обособленных) концентраций на рубеже раннего-среднего рифея, возможна для уранового оруденения Туюканского рудного узла. Проявленный здесь стадийный урановорудный процесс выразился в формировании телескопированного полихронного уранового оруденения в благоприятной геолого-структурной обстановке Туюканского месторождения и более поздних (рифейских) настурановых жил в зонах трещиноватости на его флангах. Последняя обстановка, в качестве самостоятельной, впервые выявлена и датирована на рудопроявлении Натали» (Макарьев и др., 2019).

Урановое оруденение Туюканского рудного узла обнаруживает сходство с обоими, рассмотренными выше, генетическими типами оруденения. Однако отсутствие достоверных данных о возрасте уранового оруденения на самом Туюканском месторождении и относительно слабая изученность этого объекта не позволяет на данный момент сделать однозначный вывод о его генетической принадлежности.

Заключение

Список литературы:

1. *Баранов В.А., Шергин Б.В., Цедрик Л.Р.* Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Бодайбинская. Лист О-49-ХП. Объяснительная записка. – Москва.: Недра, 1969.
2. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.1. А-Й. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – 432 с.
3. Геологический словарь. В трех томах. Издание третье, перераб. и доп. / Гл. ред. О.В. Петров. Т.2. К-П. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011. – 480 с.
4. *Голубев В.Н., Макарьев Л.Б., Былинская Л.В.* Отложение и ремобилизация урана в Северо-Байкальском регионе, по данным анализа U-Pb систем урановых руд // Геология рудных месторождений. 2008. Том 50. № 6. - С. 548-557.
5. *Ефремова У.С., Макарьев Л.Б.* Связь уранового и олово-вольфрамового оруденения с позднекарельским гранитообразованием в западной части Тонодского поднятия (Северное Забайкалье) // Материалы XXIX молодежной научной школы-конференции «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии». - Петрозаводск, 2018. - С. 165-168.
6. *Иванов А.И., Рожок С.Н., Страхова Т.М., Яковлев В.П. и др.* Геологическое строение и полезные ископаемые междуречья нижнего течения Витима и Бол. Патома (Отчет Туяканской партии по групповой геологической съемке масштаба 1:50 000 за 1978-1980 гг.) в 3 томах. Иркутск, 1982. Инв. № 14-78-31/24
7. *Ковешников А.М., Подшивалов А.Н., Пимнев Ю.К. и др.* Отчет по геологическому заданию 5-1 за 1985-1989 гг. «Перспективное районирование на уран территории Тонодского поднятия с выбором площадей и объектов под детальные поисковые и оценочные работы на основе структурно-геологических, радиогеохимических, минералого-петрографических исследований, дешифрирования космо- и аэрофотоматериалов и ревизии известных проявлений урана с составлением схемы перспективного районирования м-ба 1:200 000 на площади 7,5 тыс.кв.км» в 3 томах. Иркутск, 1989. Инв. № 2698.
8. *Красильщикова О.А., Таращан А.Н., Платонов А.Н.* Окраска и люминесценция природного флюорита. Киев: Наук. думка, 1986. – 224 с.
9. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* Возраст и геодинамическая типизация раннепротерозойских гранитоидов Байкальской складчатой области // Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза. Материалы II

Рос. конф. по изотоп. Геохронологии. 25-27 ноября 2003 г. Санкт-Петербург. СПб.: Центр информационной культуры. ИГГД РАН, 2003. - С. 249-252

10. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б.* Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Том 14. № 5. - С.3-15.

11. *Лобаев В.М.* Урановорудные месторождения типа несогласия глазами ученых ВСЕГЕИ: история изучения месторождений, изменения взглядов на генезис, прогнозные и поисковые исследования // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. 2006. Вып. 150. – С. 95-107.

12. *Макарьев Л. Б., Ефремова У. С., Крымский Р. Ш., Сергеев С. А.* Возраст и стадийность уранового оруденения Туюканского рудного узла (Тонодский район, Северное Забайкалье) // Регион. геология и металлогения. – 2019. – № 77. – С. 67–74.

13. *Макарьев Л.Б., Миронов Ю.Б.* Особенности металлогении и перспективы промышленной ураноносности Чуйско-Тонодской минерагенической зоны Северного Забайкалья (по материалам ГК-1000/3 и ГДП-200/2) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 57. - С. 87-94.

14. *Макарьев Л.Б., Митрофанов Г.Л., Митрофанова Н.Н., Пай В.М. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-50 – Бодайбо. Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2010.

15. *Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мизута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.М.* Уран Российских недр. Монография. – М.: ВИМС, 2010. – 850 с.

16. *Митрофанова Н. Н., Болдырев В. И., Коробейников Н. К., Митрофанов Г. Л. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. – СПб: ВСЕГЕИ, 2012.

17. *Михайлов В.А.* К вопросу о генезисе руд типа несогласий на месторождении Карку (Приладожье) / Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. 2001. Вып. 143. – с. 30-39.

18. *Пай В. М., Коробейников Н. К., Макарьев Л. Б., Кнутова С. В., Четвертаков И. В., Горяинова Л. Н.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Серии Бодайбинская. Лист О-50-I (Кевакта). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.

19. *Пай В. М., Пашкова А. Г., Коробейников Н. К. и др.* Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000 (второе поколение). Серии Бодайбинская. Лист 0-50-II (Пуричи). Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2015.
20. *Пакульнис Г.В.* Месторождения типа «несогласия» и условия их формирования // *Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов.* 2012. Вып. 158. – с. 89-101.
21. *Плющев Е.В., Ушаков О.П., Шатов В.В., Беляев Г.М.* Методика изучения гидротермально-метасоматических образований. – Л.: Недра, 1981. – 262 с.
22. *Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л., «Недра», 1974. 231 с.
23. *Туркина О. М.* Лекции по геохимии магматического и метаморфического процессов: учеб. пособие / Новосибир. гос. ун-т. – Новосибирск : РИЦ НГУ, 2014. – 118 с.
24. *Тюленева В.М., Чистякова Н.И., Дубинчук В.Т., Ружицкий В.В.* Минеральные ассоциации, эпохи и эволюция уранового рудогенеза в Северном Прибайкалье // *Разведка и охрана недр.* 2009. № 3. - С. 25-32.
25. *Шманкевич А.Ю., Мельников И.Д., Иванов В.В., Емельянов Е.Л. и др.* Отчет о результатах поисковых геолого-геофизических работ в западной части Тонодского антиклинория в 3 томах. Иркутск, 1983. Инв. № 2344.
26. *Black L. P. and Kamo S. L.* “TEMORA: A New Zircon Standard for U–Pb Geochronology,” *Chem. Geol.* 200, 155–170 (2003).
27. *Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J. et. al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2033–2048.
28. *Ketris M. P., Udovich Y. E.* Estimations of Clarkes for Carbonaceous biolithes: World averages for trace element contents in black shales and coals // *International Journal of Coal Geology.* 2009. Vol. 78. P. 135–148.
29. *Ludwig, K.R.,* 1999. User 's manual for Isoplot/Ex, Version 2.10, A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No.1a, 2455 Ridge Road, Berkeley CA 94709, USA.
30. *Ludwig, K.R.,* 2000. SQUID 1.00, A User's Manual; Berkeley Geochronology Center Special Publication. No.2, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA.
31. *Mc Donough W.F. and Sun S.S.* (1995) The composition of the Earth. *Chem. Geol.* (120), 223-253.
32. *Wetherill, G.W.,* 1956. Discordant uranium-lead ages., *Trans. Amer. Geophys. Union,* 37, 320-326.

33. *Williams, I.S.*, 1998. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe. In: McKibben, M.A., Shanks III, W.C. and Ridley, W.I. (eds), Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes, *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.