

На правах рукописи

Бидный Алексей Сергеевич

**Минералогия, возраст и генезис проявлений берилла
Уральской изумрудоносной полосы**

25.00.05 – минералогия, кристаллография

Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата
геолого–минералогических наук

Москва–2012

Работа выполнена на кафедре минералогии геологического факультета Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук,
доцент Бакшеев Иван Андреевич

Официальные оппоненты: Мельников Евгений Павлович,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
Московский государственный горный университет,
зав. каф. технологии художественной обработки камня

Ларионова Юлия Олеговна,
кандидат геолого-минералогических наук,
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии РАН,
научный сотрудник

Ведущая организация: Институт геологии и геохимии УрО РАН

Защита состоится «30» марта 2012 г. в 16 часов 00 минут на заседании Диссертационного совета Д 501.002.06 при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119234, Москва, Ленинские горы, МГУ, корпус «А», геологический факультет, аудитория 829.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке геологического факультете МГУ имени М.В. Ломоносова

Автореферат разослан «29» февраля 2012 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета

Киселева Ирина Александровна

Введение

Актуальность работы. Месторождения изумруда и александрита сланцевого геолого-промышленного типа Малышевское, Свердловское, Аульское и им. Крупской, расположенные на Среднем Урале и связанные со слюдитовыми комплексами, являются самыми крупными в России и одними из крупнейших в мире. В годы активной отработки из них добывалось до 16% мирового объема изумрудного сырья высокого качества. Однако, в связи с выработкой верхних горизонтов самого большого из них Малышевского месторождения и увеличением расходов на подземные работы, большую важность приобретает задача расширения сырьевой базы этого вида полезного ископаемого, выработки критериев оценки перспективности слюдитовых комплексов на берилловое, в том числе и изумрудное сырье. С 70ых гг прошлого века и до начала нынешнего в результате поисковых работ на территории Среднего Урала обнаружены проявления, которые могут стать источниками берилла, включая и изумруд (Намятов и др., 1976; Гальцин, 2000; Рудаков, 2001). Эти объекты расположены в так называемой Уральской Изумрудоносной полосе (УИП), вытянутой более чем на 200 км в меридиональном направлении и включающей 42 месторождения и проявления. В то время как Малышевское, Свердловское и другие месторождения, находящиеся в центральной части полосы исследованы достаточно детально (общее число публикаций более 300), изученность проявлений берилла на флангах УИП слабая и ограничивается, в большинстве случаев, описанием геологической позиции. В связи с этим остаются актуальными не решенные проблемы возрастной и формационной принадлежности проявлений берилла УИП и их соотношения с крупными месторождениями.

Цель работы. Настоящая работа нацелена на решение проблем возрастной и формационной принадлежности проявлений берилла на флангах Уральской Изумрудоносной полосы на основе комплексного минералого-геохимического изучения и определения возраста минеральных ассоциаций проявлений, выяснения генетических взаимоотношений между ними и условий формирования берилла. Кроме того, предполагается выявить критерии оценки перспектив бериллоносности слюдитовых комплексов.

Для достижения поставленной цели решены следующие задачи:

1. обобщение литературных данных по месторождениям изумруда сланцевого типа;
2. проведение полевых исследований с отбором образцов и составлением представительной коллекции, предварительное описание, подготовка каменного материала к аналитическим исследованиям, включая выделение мономинеральных фракций;
3. оптико-микроскопическое и электронно-микроскопическое изучение минералов, характера их сростаний и определение возрастных отношений между выделенными минеральными ассоциациями;
4. сравнительный анализ распределения микропримесей в тальке, слюдах и берилле из проявлений и промышленных месторождений берилла; оценка возможности использования микропримесей в качестве индикатора бериллоносности и особенностей генезиса берилла
5. термобарометрическое изучение минеральных ассоциаций;
6. определение изотопного возраста минералов из разных ассоциаций и формаций Rb/Sr и U/Pb методами.

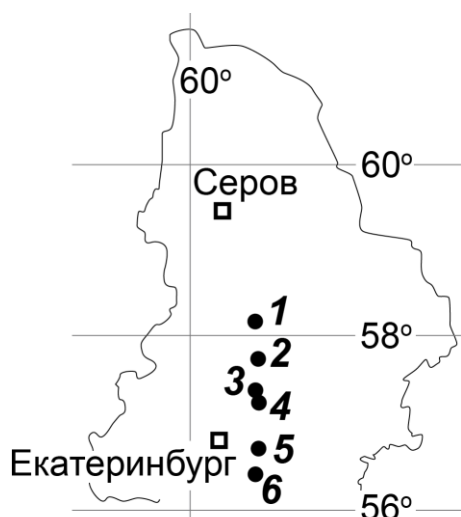


Рис. 1. Географическое положение изученных проявлений УИП:
 1 – Медведевское, 2 – Глинское,
 3 – Липовское, 4 – «71 км»,
 5 – Заречное, 6 – Черноусовское.

Объект исследования. На флангах УИП исследован ряд объектов, по геолого-структурной позиции схожих с крупным промышленным месторождением изумруда Малышевское. Изучены проявления берилла в слюдитах Медведевское, Глинское, Заречное и «71 км», а также не содержащие берилл карбонат-флогопитовая жила Липовского пегматитового поля и кварц-слюдяные породы проявления Черноусовское (рис. 1). Кроме того, проведено опробование участков, характеризующихся похожей геологической позицией, в районе пос. Юго-Коневское и Санарское на территории Челябинской области.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положен материал, собранный автором в ходе полевых работ (2007-2011 гг.) на территории Свердловской и Челябинской областей. По личным наблюдениям

составлены схемы геологического строения проявлений Заречное и «71 км». Образцы пород из проявления Медведевское предоставлены М.П. Поповым. Рабочая коллекция состоит из 121 образца слюдитов, тальковых, хлоритовых и амфибол-клиноцоизитовых сланцев, пегматоидных и кварцевых жил и 22 кристаллов берилла из 10 месторождений и проявлений. Изготовлено и изучено 75 прозрачно-полированных шлифов, 20 плоско-полированных пластин берилла и 8 пластин кварца. Различными методами проанализированы 76 мономинеральных фракций следующих минералов: слюды (59), полевого шпата (8), берилла (2), циркона (2), титанита (2), талька (1), эпидота (1) и турмалина (1). Получено 157 микроскопических и 39 электронно-микроскопических фотографий. В работе представлены результаты 410 электронно-зондовых анализов, 45 анализов LA-ICP-MS, 41 анализа ICP-MS, 26 ИК-спектров, 1 термогравитметрический анализ. На основании полученных Rb-Sr данных построено 8 изохрон, по результатам U-Pb анализа построено 5 графиков с конкордией.

Электронно-микроскопические исследования проведены в лаборатории методов локальных исследований кафедры петрологии МГУ на растровом электронном микроскопе «Jeol» JSM-6480LV. Для локального количественного анализа минеральных фаз использовалась комбинированная система рентгеноспектрального микроанализа на основе энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350» и волнового дифракционного спектрометра «Inca Wave-500». Также содержания минералообразующих элементов определялись на электронно-зондовом микроанализаторе «Cameca SX50» на кафедре минералогии МГУ и «Cameca SX 100» (ГЕОХИ РАН). Определение содержания элементов методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы с лазерным пробоотбором (LA-ICP-MS) осуществлено с использованием масс-спектрометра «Element-XR» и лазерной установки «UP-213» в ГЕОХИ РАН. Содержания микропримесей в слюдах измерены методом масс-спектрометрии индуктивно-связанной плазмы на масс-спектрометре Finnigan ELEMENT-2 на кафедре геохимии МГУ. Анализ изотопного состава Sr выполнен на многоколлекторных масс-спектрометрах высокого разрешения TRITON (Thermo) в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГЕОХИ РАН, а также в ЦИИ

ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Инфракрасные спектры получены с помощью Фурье-спектрометра ФСМ 1201 на кафедре минералогии МГУ. Термогравиметрическое исследование проведено там же на термической установке «Derivatograph Q-1500D» (Венгрия). Микротермометрические исследования флюидных включений проводились в ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе термокриокамеры THMSG-600 фирмы «Linkam» (Англия), микроскопа «Amplival» (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером.

Научная новизна. Автором проведено детальное минералого-геохимическое изучение проявлений Медведевское, Глинское, «71 км», Заречное, Черноусовское, карбонат-слюдяной жилы Липовского пегматитового поля. С учетом данных предшественников составлены схемы их геологического строения. Объекты Медведевское и «71 км» охарактеризованы впервые. Впервые измерено содержание микропримесных компонентов в кристаллах берилла проявлений Медведевское, Глинское, «71 км», Заречное, месторождений Каменское и Квартальное, разных генераций месторождений Малышевское и Свердловское, что позволило определить различия между пегматитовым и гидротермально-метасоматическим типом берилла. Впервые получены содержания микропримесей в монофракциях темных и светлых слюд из различных пород исследованных проявлений, а также из изумрудоносных флогопитовых слюдитов месторождений Малышевское, Свердловское, Квартальное и Красноболотное и проведено сравнение с содержанием примесных компонентов во флогопите слюдитов проявлений Черноусовское, Коневское, Санарское и карбонат-слюдяной жилы Липовского пегматитового поля, не содержащих берилл. Впервые определен возраст бериллоносных пегматитов, постмагматических метасоматических пород и кварц-плагиоклазовых жил изученных проявлений берилла, а также берилл-мусковит-кварц-плагиоклазовых жил Малышевского месторождения и установлено, что в истории формирования УИП существовало три этапа образования берилла: позднепермский (250-260 млн. лет), среднетриасовый (226-232 млн. лет) и раннеюрский (196-206 млн. лет). Полученные данные о возрасте позволяют уточнить историю геологического развития Урала в пермское, триасовое и юрское время. Предложена геолого-минералогическая и геохимическая модель формирования проявлений, включающая становление бериллсодержащих пегматитов, формирование высокотемпературных (430-450°C) флогопитовых слюдитов с бериллоносными кварц-плагиоклазовыми гнездами, формирование кварц-мусковитовых±флюорит-грейзенов по ранним флогопитовым слюдитам, среднетемпературную (280-290°C) мусковитизацию флогопитовых слюдитов с формированием мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил и пропилитизацию (240-270°C).

Практическое значение. Выявлена связь между бериллоносностью объектов и содержанием микропримесей в темных слюдах слюдитов. Берилл в месторождениях и проявлениях УИП ассоциирует со слюдами с содержанием $Li > 500$ г/т. Эту величину можно использовать как геохимический критерий поиска месторождений берилла, связанных с постмагматическими слюдитами. Установлено, что кристаллы берилла пегматитового и постмагматического гидротермально-метасоматического происхождения отличаются по содержанию щелочных металлов, Mg и Fe. Концентрация указанных компонентов в берилле увеличивается от пегматитов к флогопитовым слюдитам и далее к гидротермальным берилл-мусковит-кварцевым жилам. Показано, что содержание Na в берилле и соотношение интенсивностей полос поглощения при 3698 и 3596 cm^{-1} в ИК спектре берилла можно использовать в

качестве показателя генетического типа минерала. Результаты исследований включены в курс «Месторождения драгоценных камней».

Защищаемые положения:

1. Изученные проявления зеленого берилла Уральской Изумрудоносной полосы сформированы в течение нескольких этапов: (1) становление бериллсодержащих пегматитов; (2) формирование высокотемпературных (430-450°C) флогопитовых слюдитов с бериллоносными кварц-плагиоклазовыми гнездами и линзами; (3) образование кварц-мусковитовых±флюорит-грейзенов по ранним флогопитовым слюдитам; (4) среднетемпературная (280-290°C) мусковитизация флогопитовых слюдитов с формированием мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил; (5) среднетемпературная (240-270°C) пропилитизация с образованием тремолит-актинолита, хлорита.

2. По данным Rb/Sr датирования бериллоносные пегматиты, слюдиты, и кварцевые жилы месторождений и проявлений Уральской Изумрудоносной полосы формируются в течение трех этапов: позднепермского (260-250 млн. лет), среднетриасового (226-232 млн. лет) и раннеюрского (196-206 млн. лет). Первый этап связан со становлением гранитов крупных массивов Мурзинского, Адуйского и Каменского. Магматических пород, связанных со вторым этапом, не выявлено. Третий этап сопряжен с внедрением некоторых пегматитовых жил в восточной и северо-восточной частях Адуйского массива.

3. По соотношению примесных компонентов в берилле из месторождений и проявлений Уральской Изумрудоносной полосы выделяется два генетических типа минерала: пегматитовый и постмагматический гидротермально-метасоматический. В ряду от пегматитов к высокотемпературным слюдитам и далее к среднетемпературным гидротермальным ассоциациям берилл эволюционирует от низко- до высокощелочного; в нем возрастает содержание Mg и Fe. Концентрация щелочных металлов регулируется флюидным режимом, а соотношение Fe и Mg определяется составом вмещающих пород.

Апробация диссертации и публикации. Основные положения диссертации опубликованы в 8 печатных работах, включая 2 статьи в журналах из списка ВАК и 6 публикаций материалов конференций. Результаты исследований докладывались на 20-м общем симпозиуме ММА (Будапешт, 2010), XI Съезде Российского минералогического общества (Санкт-Петербург, 2010), Уральская минералогическая школа – 2010 (Екатеринбург, 2010), XIX Симпозиуме по геохимии изотопов имени академика А.П. Виноградова (Москва, 2010), XIV Международном симпозиуме имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 65-летию Победы советского народа над фашистской Германией в Великой Отечественной войне 1941-1945 гг. (Томск, 2010).

Структура и объем работы. Диссертация состоит из введения, 4 глав и заключения. Общий объем – 193 страницы, включая 121 рисунок, 34 таблицы и список литературы из 120 наименований. Кроме того, ряд аналитических данных вынесен в приложение.

Благодарности. Автор выражает благодарность своему научному руководителю И.А. Бакшееву (МГУ) за разностороннюю помощь и поддержку. За содействие в разработке и осуществлении полевых маршрутов автор глубоко признателен М.П. Попову (ИГГ УрО РАН). Значительная часть аналитической работы изотопных и LA-ICP-MS исследований была проведена в ГЕОХИ РАН при активном участии М.О.

Аносовой и Н.М. Ревяко, большую поддержку в ходе работы и обсуждения полученных результатов оказал Ю.А. Костицын. Часть Rb/Sr изотопных анализов была сделана Б.В. Беляцким (ВНИИОкеангеология). Электронно-зондовые исследования проведены В.О. Япаскуртом, Е.В. Гусевой, Н.Н. Коротаевой, И.А. Брызгаловым (МГУ), Н.Н. Кононковой (ГЕОХИ РАН). Содержание микропримесей в слюдах определены методом ICP-MS Д.А. Бычковым и В.В. Пуховым под руководством А.Ю. Бычкова (МГУ), обработка данных осуществлена с помощью И.Ю. Николаевой и Т.О. Кошенской (МГУ). Термогравиметрические измерения проведены в МГУ, аналитик Л.В. Мельчакова. Микротермическое исследование флюидных включений выполнено в ИГЕМ РАН с помощью В.Ю. Прокофьева. При подготовке образцов для исследований большую помощь оказали А.В. Григорьев, И.В. Галиусова, В.А. Турков, М.Ф. Вигасина, А.Н. Ноздряков. Часть образцов берилла предоставлена М.П. Поповым и Б.А. Шукшаевым.

Автор пользовался консультациями Э.М. Спиридонова, И.В. Пекова, В.С. Попова, Т.А. Осиповой, А.П. Шукшаева, Н.А. Григорьева, Ю.В. Ерохина, В.Я. Левина, А.Ф. Ласковенкова, Л.А. Паутова, Л. Грота и А. Эртла. В ходе полевых работ и исследовании собранного материала оказали помощь А.А. Казаченко, Т.О. Кошенская, И.Н. Ермаков, А.С. Шило.

За всестороннюю поддержку, понимание и терпение автор безгранично благодарен своей семье.

Глава 1. Обзор литературы по месторождениям изумруда сланцевого типа

Существует два геолого-промышленных типа месторождений изумруда. Первый тип представлен карбонат-пирит-альбит-кварцевыми жилами и стратиморфными тектоническими брекчиями в углистых и известковистых сланцах. Поскольку подавляющее большинство месторождений этого типа находится в Колумбии, то тип получил название «колумбийский». Кроме Колумбии, похожие объекты выявлены в провинции Паншир в Афганистане. Все эти месторождения обеспечивают до 80% объема мировой добычи изумруда.

Месторождения второго типа, в большинстве своем, приурочены к рассланцованным телам основного и ультраосновного состава или неметаморфизованным ультрамафитам на контакте с кремнекислыми породами. Такие контакты могут быть или интрузивными или тектоническими. Наиболее благоприятными вмещающими породами для берилловой, в том числе и изумрудной минерализации, являются биотитовые метасоматические сланцы, поэтому тип месторождений называют «сланцевым».

В настоящее время нет общепринятой геолого-генетической классификации месторождений изумруда. Одни исследователи предлагают разделять все месторождения на пегматитовые, пневматолитово-гидротермальные и гидротермальные (Беус, 1960; Киевленко, 2001). Другие отличают месторождения, связанные с гранитными интрузивами и те, которые контролируются тектоническими нарушениями (Schwarz, Giuliani, 2001). Ряд исследователей выделяет третий тип, связанный с воздействием гидротермальных флюидов (Kazmi, Snee, 1989). В работе (Barton, Young, 2002) приведена классификация, основанная на наличии или отсутствии магматических тел среди изумрудноносных пород. Существует классификация, которая предполагает разделение месторождений не только по наличию или отсутствию сингенетичных пегматитов, но и по содержанию Li в изумрудосодержащих метасоматических слюдяных сланцах (Sabot, 2002).

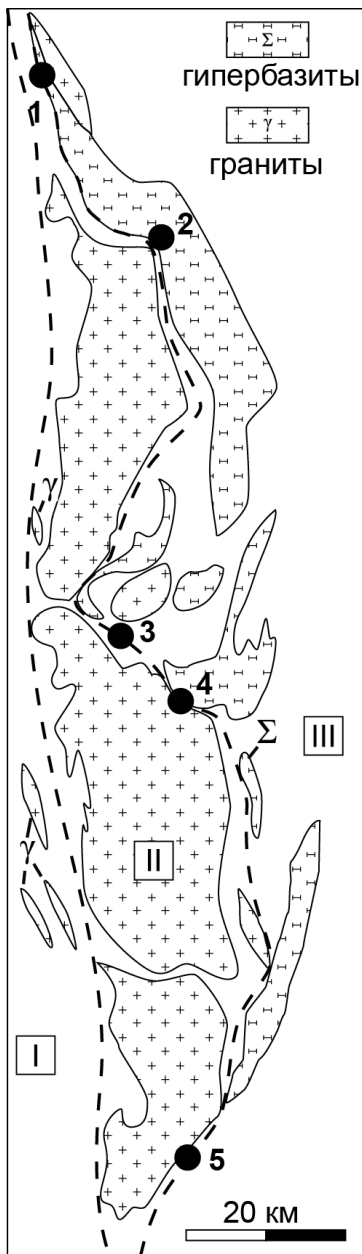


Рис. 2. Схема геологического строения района УИП (по Смирнов и др., 2003, 2006).

Пунктиром проведены границы тектонических блоков: I – Медведево-Арамильская зона, II – Мурзинско-Адуйский кристаллический блок, III – Восточно-Уральская зона.

Проявления:

- 1 – Медведевское,
- 2 – Глинское,
- 3 – Липовское,
- 4 – «71 км»,
- 5 – Заречное.

Во многих случаях месторождения изумруда сланцевого типа приурочены к главным фанерозойским или протерозойским шовным зонам, которые также включают коллизионные зоны островная дуга – континент или континент – континент. Литологические ассоциации, сопряженные с шовными зонами обычно образуют «тектонический меланж», а в некоторых областях описываются как «офиолитовый меланж». Биотитовые или флогопитовые слюдиты являются весьма благоприятными вмещающими породами для изумрудной минерализации. Кроме того, вмещающими породами нередко служат метаморфизованные вулканиты основного и ультраосновного состава, такие как эпидот-хлорит-актинолитовые породы, хлоритовые и тальк-хлоритовые сланцы (Кафубу, Замбия), тальковые и тальк-карбонатные сланцы (Санта-Терезинья, Бразилия; месторождения долины р. Сват, Пакистан), гнейсы основного состава и амфиболиты (месторождения Панширского ущелья, Афганистан). Часто кристаллы изумруда располагаются около контактов пегматоидов с апобазитовыми и апогипербазитовыми слюдитами (Карнаиба, Бразилия; Ианопера и Мананжари, Мадагаскар). Изумруд развит, в основном, в пределах слюдитов, хотя в некоторых случаях минерализация может содержаться и в пегматоидах. Реже изумруд развит в неметаморфизованных основных и ультраосновных породах.

Еще один тип перспективных структур – это приуроченные к разломам зоны слюдитов (Хабахталь, Австрия; Лейдсдорп, ЮАР). В ряде случаев минерализация концентрируется вдоль плоскостей сланцеватости метаморфических пород, особенно в ядрах складок, где относительно высокая проницаемость благоприятствует химическому обмену и развитию синметаморфических реакционных зон между бериллий- и хромсодержащими породами. Перспективными также являются «провесы» кровли серпентинитов в гранитах (Simandl et al., 1999).

Глава 2. Геологическое строение и минералогическая характеристика проявлений

Месторождения и проявления Уральской Изумрудоносной полосы расположены вдоль глубинного Сусанского разлома между двумя контрастными тектоническими структурами: Мурзинско-Адуйским блоком кристаллических пород и Восточно-Уральской вулканогенно-осадочной зоной (рис. 2). Восточно-Уральская зона представлена ультраосновными интрузивными и основными вулканогенными комплексами, перекрытыми карбонатными и терригенно-карбонатными толщами (Смирнов и др., 2003).

Мурзинско-Адуйский блок сложен метаморфическими толщами кремнекислого состава, прорванными многочисленными массивами гранитоидов, наиболее крупные из которых Мурзинский, Адуйский и Каменский. Месторождения берилла располагаются в большинстве случаев в восточном экзоконтакте этих массивов (рис. 2). Берилл приурочен к залегающим среди метабазитов и метагипербазитов берилл-кварц-плагиоклазовым жилам и прожилково-метасоматическим зонам, которые сложены флогопитовыми слюдитами (Куприянова, 2002).

Проявление Медведовское площадью около 5 км², находящееся в 30 км на северо-восток от г. Нижняя Салда, было открыто в 1960-х гг. Сейчас на проявлении видны магистральная канава и шурфы. Проявление локализовано среди апоперидотитовых массивных серпентинитов Талицкого ультраосновного массива, который граничит со среднезернистыми биотитовыми гранитами северной части Мурзинского массива. Ультраосновные породы прорываются альбитизированными пегматоидами, сложенными среднезернистым кварц-мусковит-альбитовым агрегатом с аксессуарными спессартином, монацитом и цирконом. Мусковит с формулой $(K_{0.93}Na_{0.04})_{0.97}(Al_{1.68}Mg_{0.22}Fe_{0.17}Ti_{0.01})_{2.08}[Si_{3.12}Al_{0.88}O_{10}](OH_{1.94}F_{0.06})_{2.00}$ (среднее из 4 анализов) характеризуется железистостью $[Fe_{общ}/(Fe_{общ}+Mg)]$ 0.34-0.57 и низким содержанием F < 0.23 ф.к. В нем обнаружены первые тысячи г/т Li и Rb, десятки г/т Cs, а также следы Be (табл. 1).

Серпентиниты частично флогопитизированы. Слюдиты состоят преимущественно из темно-коричневого фторсодержащего флогопита с формулой, рассчитанной по среднему (n=7) составу, $(K_{0.87}Na_{0.04})_{0.91}(Mg_{2.06}Fe_{0.61}Al_{0.22}Mn_{0.04}Ti_{0.02})_{2.95}[Si_{2.91}Al_{1.09}O_{10}](OH_{1.63}F_{0.37})_{2.00}$, железистость 0.23. Минерал содержит первые тысячи г/т Li и Rb, первые десятки г/т Be и сотни г/т Cs (табл. 1). Содержания V и Cr во флогопите низкие (десятки и первые сотни г/т, соответственно), что характерно для большинства изученных проявлений. Во флогопите встречается большое количество включений алюмохромита и феррихромита, обогащенных Zn и Mn.

Таблица 1. Содержание микропримесей (г/т) в слюдах

Порода	Минерал	Li	Be	Rb	Cs
Медведовское					
Пегматоиды	Mus	1161	следы	2300	65
Слюдиты	Phl	2250	11.21	2496	465
Полевошпатовые линзы	Phl	1980-2275	до 78.6	2940-3176	409-429
Глинское					
Слюдиты	Phl	1566-2520	2.05-3.64	2344-2492	160.4-201
	Mus	171.8-211	5.77-6.76	2151-2203	246-256
Пегматоиды	Bt	590	10.02	1241	14.1
«71 км»					
Слюдиты	Mus	165	2.56	354	23.6
Кварцевые линзы	Mus	487-622	37.3-42.9	759-892	51.1-86.9
Заречное					
Слюдиты	Phl	759-1072	1.441-3.65	1925-2189	118.9-167.7
Слюдиты	Mus	106.9-173.8	2.62-45.6	755-1581	28.7-159.4
Кварцевые жилы	Png	179.2	12.84	671	15.64
Липовское					
Карбонат-флогопитовая жила	Phl	374	следы	3935	177
Черноусовское					
Слюдиты	Phl	60.4	5.65	431	25.5
Кварцевые жилы	Mus	154.7	-	519	25.9

Примечание: Phl – флогопит, Mus – мусковит, Png – фенгит-мусковит, Bt – биотит.

В слюдитах встречены линзы берилл-флогопит-альбит-олигоклазового состава с небольшим количеством калиевого полевого шпата. Взаимоотношений между этими линзами и вышеописанными пегматоидами не наблюдалось. В линзах кристаллы берилла брекчированы и растащены поперек удлинения (рис. 3). Флогопит с формулой $(K_{0.88}Na_{0.03})_{0.91}(Mg_{1.67}Fe_{0.80}Al_{0.32}Ti_{0.06}Mn_{0.05})_{2.90}[Si_{2.83}Al_{1.17}O_{10}](OH_{1.71}F_{0.29})_{2.00}$ (среднее из 7 анализов) отличается от такового из слюдитов более высокой железистостью (0.30-0.36) с одной стороны, а с другой – более высоким содержанием Be при сопоставимом содержании Li, Rb и Cs (табл. 1). Последнее обстоятельство позволяет объединить флогопитовые слюдиты и полевошпатовые линзы в единый комплекс. Для полевошпатовых линз характерно широкое развитие зерен монацита, циркона, торита и тантало-ниобатов. Состав последних отвечает танталиту, его зерна брекчированы, трещины залечены бериллом,

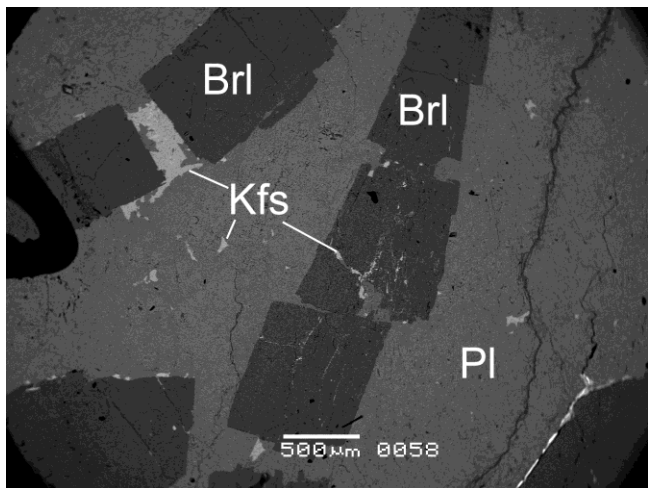


Рис. 3. Кристаллы берилла (Brl) в альбит-олигоклазовой (Pl) линзе с калиевым полевым шпатом (Kfs). Проявление Медведовское. Фото в отраженных электронах.

трещины залечены бериллом, плагиоклазом или флогопитом (в зависимости от того в каком минерале они присутствуют). В тоже время вдоль этих трещин и по краям зерен танталит

замещается ферроколумбитом. Следовательно, плагиоклазовые линзы могли представлять собой пегматоиды с танталитом, который на стадии формирования слюдитов брекчируется и замещается ферроколумбитом. Сами пегматоиды при этом превращаются в линзы с бериллом.

Таким образом, в пределах проявления развиты два комплекса пород: кварц-мусковит-альбитовые пегматоиды и постмагматические метасоматиты. Метасоматический комплекс состоит из флогопитовых слюдитов с берилл-флогопит-альбит-олигоклазовыми линзами, образованными на месте пегматоидов.

Проявление Глинское расположено в 6 км к северу от пос. Нейво-Шайтанский. В 80-ых гг прошлого века оно разведывалось на изумруд и александрит. В настоящее время на проявлении сохранились частично заплывшие каналы и шурфы. Площадь проявления составляет 0.25-0.30 км². Оно локализовано в северо-восточном экзоконтакте Мурзинского гранитного массива среди хлоритовых и фторфлогопит-тальковых сланцев.

Хлоритовые сланцы состоят, в основном, из клинохлора с формулой, рассчитанной по среднему (n=5) составу, $(Mg_{3.71}Al_{1.32}Fe_{0.93}Na_{0.03}Mn_{0.01})_{6.00}[Si_{2.64}Al_{1.36}O_{10}](OH)_{8.00}$. В сланцах также обнаружено большое количество зерен ильменита, содержащего Mn и Mg (по 0.03 ф.к.). Повышенные содержания Mn и Mg являются характерными особенностями ильменита из метаморфизованных базитов и гипербазитов (Cassidy et al., 1988, Schroeder et al., 2002). Рассчитанная по хлоритовому геотермометру (Cathelineau, Nieva, 1985) температура формирования хлоритовых сланцев 290-310°C.

Тальковые сланцы сложены преимущественно фторсодержащим тальком с формулой $(Mg_{2.92}Fe_{0.11})_{3.03}[Si_{3.95}Fe_{0.02}Al_{0.03}O_{10}](OH_{1.56}F_{0.44})_{2.00}$ (среднее из 9 анализов), содержащим 0.15% Ni. Высокое содержание Ni свидетельствует о том, что тальк образован по породе ультраосновного состава. В сланцах присутствует ильменит и акцессорный хромит, обогащенный Zn и Mn. По сравнению с ильменитом

хлоритовых сланцев, в тальковых сланцах ильменит содержит больше Mn (0.04-0.06 ф.к.) и Mg (0.06-0.09 ф.к.).

В хлоритовых и тальковых сланцах развиты жилы слюдитов с кварцевыми желваками. Слюдиты состоят, в основном, из фторфлогопита. В тальковых сланцах фторфлогопит с формулой $(K_{0.85}Na_{0.05})_{0.90}(Mg_{2.83}Fe_{0.17})_{2.00}[Si_{3.07}Al_{0.93}O_{10}](F_{1.11}OH_{0.89})_{2.00}$ (среднее из 19 анализов) имеет железистость 0.04-0.07, что отражает низкое содержание Fe в исходных ультрамафитах. Минерал содержит первые тысячи г/т Li и Rb, первые десятки г/т Be и первые сотни г/т Cs (табл. 1). В слюдитах спорадически развиты идиоморфные зерна циркона, фторапатита и зеленого берилла, а также ксеноморфные выделения ильменита (рис. 4). Фторфлогопит в слюдитах среди хлоритовых сланцев характеризуется формулой, рассчитанной по среднему (n=30) составу, $(K_{0.94}Na_{0.06})_{1.00}(Mg_{1.57}Fe_{0.68}Al_{0.49}Mn_{0.05}Ti_{0.01})_{2.80}[Si_{2.92}Al_{1.08}O_{10}](F_{1.04}OH_{0.96})_{2.00}$. Его железистость 0.27-0.37 указывает на формирование с участием вещества пород основного состава.

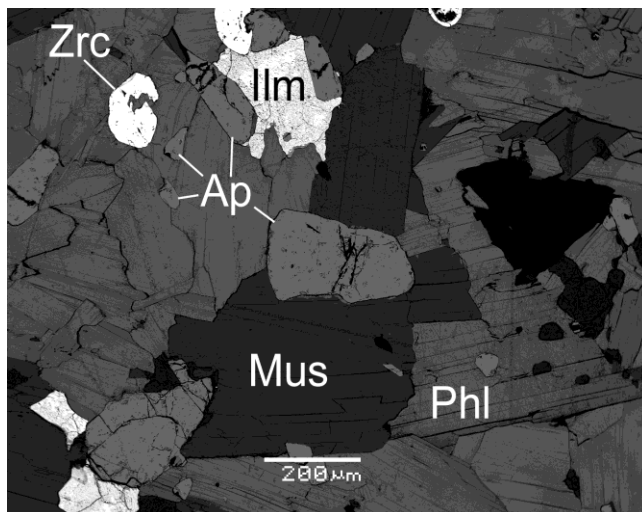


Рис. 4. Частичное замещение фторфлогопита (Phi) слюдитов мусковитом (Mus). Zrc - циркон, Ap - фторапатит, Ilm - ильменит. Проявление Глинское. Фото в отраженных электронах.

Среди тальковых и хлоритовых пород залегают линзы пегматоидных гранитов с гипидиоморфнозернистой структурой, состоящие из кварца, калиевого полевого шпата с переменным содержанием Ba (0.01-0.05 ф.к.) и фторсодержащего биотита с формулой, рассчитанной по среднему (n=9) составу, $(K_{0.96}Na_{0.02})_{0.98}(Fe_{1.34}Mg_{1.00}Al_{0.30}Ti_{0.12}Mn_{0.06})_{2.82}[Si_{2.83}Al_{1.17}O_{10}](OH_{1.36}F_{0.64})_{2.00}$ и железистостью 0.51-0.60. Последний содержит сотни г/т Li, первые десятки г/т Be и Cs, около тысячи г/т Rb (табл. 1). В межзерновом пространстве встречаются ксеноморфные выделения ильменита, содержащего Mn (до 0.18 ф.к.). Mg в ильмените не обнаружен, что отличает зерна в пегматоидах от таковых в сланцах. Температура гомогенизации первичных газовой-жидких включений в кварце пегматоидов 295-325°C соответствует минимально возможной температуре его кристаллизации; вторичные включения гомогенизируют при 185-230°C.

Биотит пегматоидов частично замещен фторсодержащим фенгит-мусковитом с формулой $(K_{0.94}Na_{0.04})_{0.98}(Al_{1.48}Fe_{0.33}Mg_{0.25}Ti_{0.05})_{2.11}[Si_{3.21}Al_{0.79}O_{10}](OH_{1.66}F_{0.34})_{2.00}$ (среднее из 8 анализов) и железистостью 0.53-0.62. Фторфлогопит слюдитов также замещается фторсодержащим мусковитом с формулой, рассчитанной по среднему (n=8) составу, $(K_{0.90}Na_{0.07})_{0.97}(Al_{1.67}Mg_{0.30}Fe_{0.11})_{2.08}[Si_{3.17}Al_{0.83}O_{10}](OH_{1.55}F_{0.45})_{2.00}$ и железистостью 0.24-0.29. Минерал содержит сотни г/т Li и Cs, первые десятки г/т Be, первые тысячи г/т Rb (табл. 1). В дальнейшем по фторфлогопиту развивается фторсодержащий клинохлор с формулой $(Mg_{4.52}Al_{1.04}Fe_{0.39}Na_{0.03}K_{0.01}Ti_{0.01})_{6.00}[Si_{2.89}Al_{1.11}O_{10}](OH_{7.66}F_{0.34})_{8.00}$ (среднее из 8 анализов), в котором по сравнению с хлоритом сланцев содержание Al и Fe более низкое. Температура образования клинохлора, рассчитанная по хлоритовому геотермометру, составляет 240-270 °C. В тальковых сланцах встречаются зерна

позднего тремолита со средней (n=5) формулой $(\text{Na}_{0.09}\text{K}_{0.01})_{0.10}(\text{Ca}_{1.86}\text{Fe}^{2+}_{0.11})_{1.97}(\text{Mg}_{4.61}\text{Fe}^{2+}_{0.27}\text{Fe}^{3+}_{0.06}\text{Mn}_{0.03}\text{Al}_{0.02})_{5.00}[\text{Si}_{7.88}\text{Al}_{0.12}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ (рис. 5).

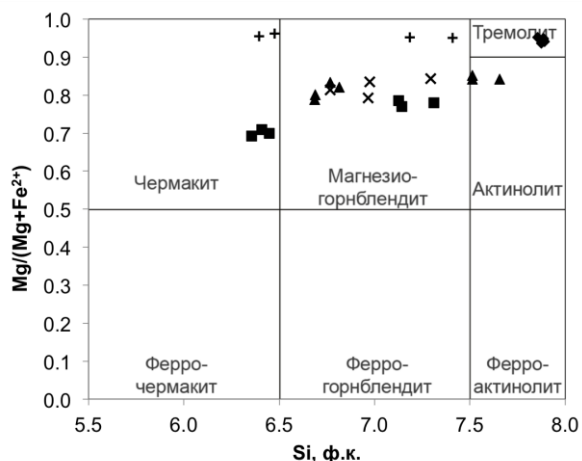


Рис. 5. Составы амфиболов (Leake et al., 1997). Глинское: тальковые сланцы (1); Заречное: амфибол-клиноцоизитовые сланцы (2) и амфибол-флогопитовые слюдиты (3); Липовское: амфибол-олигоклазовые сланцы (4) и карбонат-флогопитовая жила (5).

мафиты и ультрамафиты, (2) образование тальковых сланцев и слюдитовых жил с бериллом, (3) замещение темной слюды клинохлором и мусковитом и формирование тремолита под воздействием гидротермальных растворов (пропилитизация).

Проявление «71 км» обнаружено в борту автомагистрали в 7 км на юго-запад от г. Реж. Площадь проявления 0.04-0.05 км². Оно представляет собой блок метасоматических слюдитов, залегающий среди лейкократовых гранитов в северо-восточной части Адуйского массива. Граниты состоят из кварца, калиевого полевого шпата и мусковита, с аксессуарными монацитом. Мусковит с формулой, рассчитанной по среднему (n=4) составу, $(\text{K}_{0.93}\text{Na}_{0.03}\text{Ba}_{0.01})_{0.97}(\text{Al}_{1.59}\text{Fe}_{0.34}\text{Mg}_{0.15}\text{Ti}_{0.02})_{2.00}[\text{Si}_{3.17}\text{Al}_{0.83}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.93}\text{F}_{0.07})_{2.00}$ низкофтористый, его железистость 0.61-0.97.

Слюдиты состоят, в основном, из фторсодержащего мусковит-фенгита с формулой $(\text{K}_{0.92}\text{Na}_{0.04})_{0.96}(\text{Al}_{1.50}\text{Fe}_{0.32}\text{Mg}_{0.25}\text{Ti}_{0.04}\text{Mn}_{0.01})_{2.12}[\text{Si}_{3.22}\text{Al}_{0.78}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.73}\text{F}_{0.27})_{2.00}$ (среднее из 10 анализов), с железистостью 0.54-0.60, содержащего первые сотни г/т Li и Rb, единицы г/т Be и первые десятки г/т Cs (табл. 1). Мусковит является продуктом замещения более раннего фторсодержащего биотита со средней (n=6) формулой $(\text{K}_{0.94}\text{Na}_{0.04})_{0.98}(\text{Fe}_{1.30}\text{Mg}_{1.05}\text{Al}_{0.30}\text{Ti}_{0.12}\text{Mn}_{0.06})_{2.83}[\text{Si}_{2.83}\text{Al}_{1.17}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.54}\text{F}_{0.45})_{2.00}$ и железистостью 0.54-0.58. В небольших количествах встречаются зерна альбита и калиевого полевого шпата.

В лейкогранитах и слюдитах залегают серия биотит-мусковит-кварцевых линз. Ядро линз выполнено темным просвечивающим кварцем. Его окаймляет зона развития крупночешуйчатого (до 1 см) фторсодержащего мусковит-фенгита с формулой, рассчитанной по среднему (n=7) составу, $(\text{K}_{0.94}\text{Na}_{0.04})_{0.98}(\text{Al}_{1.48}\text{Fe}_{0.33}\text{Mg}_{0.25}\text{Ti}_{0.05}\text{Mn}_{0.01})_{2.12}[\text{Si}_{3.22}\text{Al}_{0.78}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.73}\text{F}_{0.27})_{2.00}$ и железистостью 0.56-0.58. Содержания микропримесей в нем составляют сотни г/т Li и Rb, десятки г/т Be и Cs (табл. 1). Вместе с мусковитом встречаются чешуйки фторсодержащего биотита с формулой $(\text{K}_{0.95}\text{Na}_{0.04})_{0.99}(\text{Fe}_{1.24}\text{Mg}_{1.15}\text{Al}_{0.29}\text{Ti}_{0.10}\text{Mn}_{0.05})_{2.83}[\text{Si}_{2.87}\text{Al}_{1.13}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.24}\text{F}_{0.75}\text{Cl}_{0.01})_{2.00}$ (среднее из трех анализов) и железистостью 0.50-0.54. Аксессуарные минералы линз представлены фторапатитом, бериллом и

Формирование слюдитов не сопряжено со становлением вышеописанных пегматоидов, поскольку эти породы имеют разные возрастные оценки: 250 млн. лет для пегматоидов и 230 млн. лет для слюдитов (см. главу 4). С другой стороны, биотит пегматоидов и флогопит слюдитов имеют принципиально разные содержания Li, Rb, Cs (Bidny et al., 2010).

Образование клинохлора по фторфлогопиту, мусковита и тремолита, обусловлено более поздним гидротермальным (пропилитовым) процессом.

Таким образом, на проявлении Глинское четко проявлены три разновозрастных процесса минералообразования: (1) внедрение пегматоидов в метаморфизованные

флюоритом. Минеральный состав бериллоносных пород позволяет отнести их к грейzenам. Кристаллы берилла содержат включения кварца и биотита (рис. 6). Формирование мусковит-кварцевых линз и мусковитизация биотитовых слюдитов обусловлены одним процессом, на что указывает как близкое содержание видообразующих компонентов в светлой слюде линз и метасоматитов, так и сходство спектров распределения РЗЭ в мусковите (рис. 7). При этом уменьшение содержания Li, Be, Rb, Cs в мусковите слюдитов (табл. 1) связано с удалением от линз.

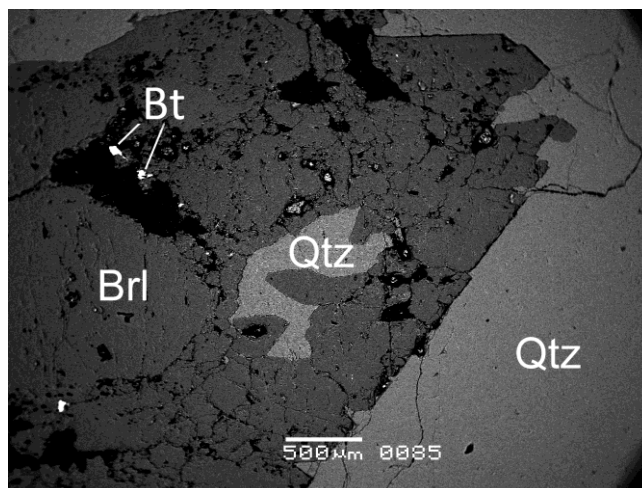


Рис. 6. Берилл (Brl) с включениями кварца (Qtz) и биотита (Bt) из мусковит-кварцевой линзы. Проявление «71 км». Фото в отраженных электронах.

Полученные данные свидетельствуют, что формирование проявления «71 км» происходило в две стадии: (1) образование биотитовых слюдитов при воздействии постмагматических насыщенных фтором флюидов, (2) грейзенизация с формированием мусковит-кварцевых линз с бериллом и мусковитизацией биотитовых слюдитов. Образование берилла в ассоциации с мусковитом отличает проявление «71 км» от двух вышеописанных проявлений.

Проявление Заречное расположено на восточной окраине г. Заречный, представляя собой серию старательских выработок разных лет. Площадь проявления около 0.1 км². Оно локализовано в восточном экзоконтакте Каменского массива в зоне интенсивно метаморфизованных и метасоматически проработанных пород. В районе проявления метаморфические породы представлены амфибол-клиноцоизитовыми сланцами. Между гранитами Каменского массива и сланцами залегают метасоматиты амфибол-флогопитового и флогопитового состава (слюдиты). Сланцы и слюдиты рассечены серией мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил.

Основной объем амфибол-клиноцоизитовых сланцев сложен тонкозернистым зональным клиноцоизитом (рис. 8). Формула, рассчитанная по среднему (n=2) составу центральных частей зерен, $(Ca_{1.99}Mg_{0.02})_{2.01}Al_{2.00}(Al_{0.65}Fe_{0.34}Mn_{0.01}Ti_{0.01})_{1.01}[Si_{2.00}O_{7.00}][Si_{0.99}O_{4.00}]O(OH)_{0.98}$. Краевые зоны представлены эпидотом со средней (n=3) формулой $(Ca_{1.98}Mg_{0.01})_{1.99}Al_{2.00}(Fe_{0.65}Al_{0.35})_{1.00}[Si_{2.00}O_{7.00}][Si_{1.00}O_{4.00}]O(OH)_{1.01}$ (среднее из 3 анализов) (рис. 8). Увеличение содержания Fe и уменьшение Al служит признаком снижения температуры образования (Patrier et al., 1991; Bird et al., 1998; Cruz, de Galdeano, 2011). В породе встречаются мелкозернистые гнезда и линзы

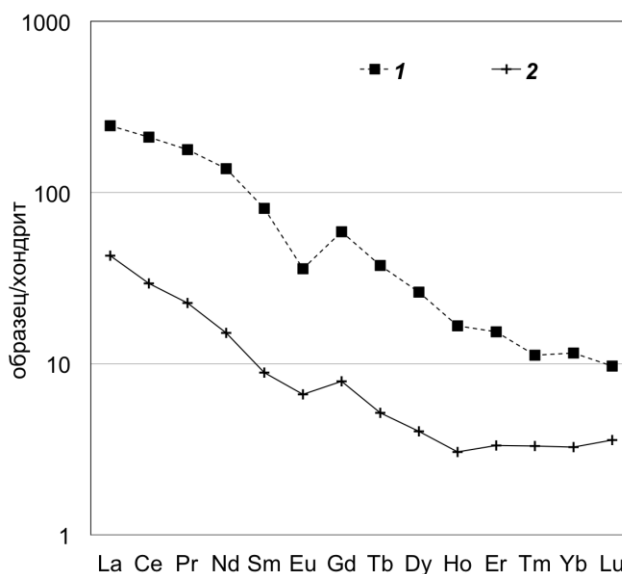


Рис. 7. Спектры распределения РЗЭ в мусковите слюдитов (1) и мусковит-кварцевых линз (2) проявления «71 км».

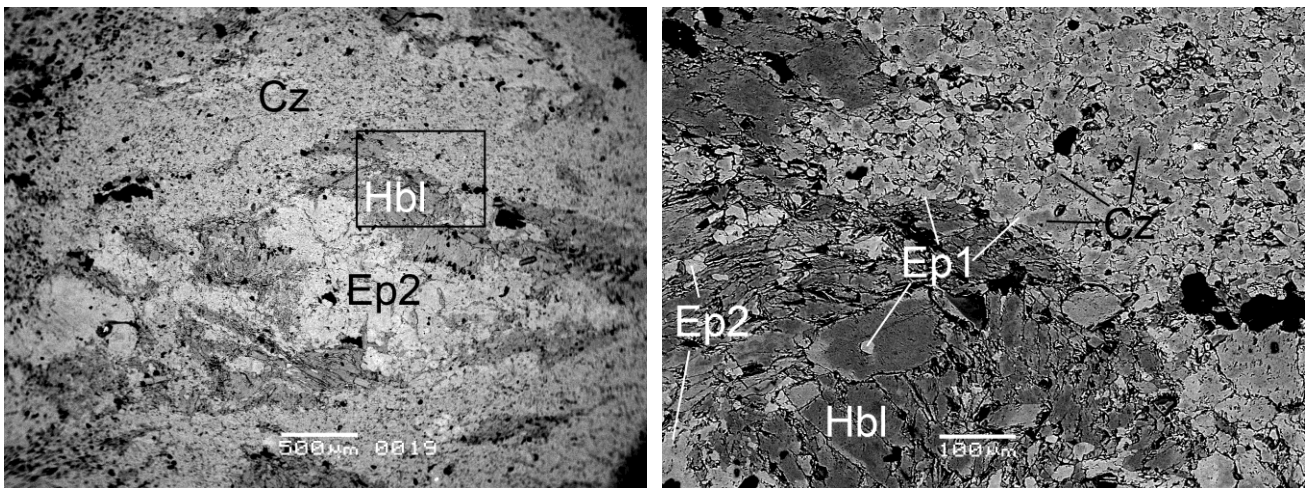


Рис. 8. Гнезда эпидота (Ep2) и магнезиогорнблендита (Hbl) в матрице, состоящей из клиноцоизита (Cz), замещенного по краям эпидотом (Ep1). Справа показан фрагмент, выделенный прямоугольником на левом снимке. Амфибол-клиноцоизитовые сланцы, проявление Заречное. Фото в отраженных электронах.

длиной до 3 см и шириной до 2 мм, состоящие из эпидота и магнезиогорнблендита (рис. 8). Эпидот линз пятнисто-зональный: одни зоны по составу аналогичны внешним частям зерен эпидота матрицы, а другие более железистые с формулой $(\text{Ca}_{1.97}\text{Mg}_{0.01})_{1.98}\text{Al}_{2.00}(\text{Fe}_{0.87}\text{Al}_{0.15}\text{Mn}_{0.01})_{1.03}[\text{Si}_{2.00}\text{O}_{7.00}][\text{Si}_{1.00}\text{O}_{4.00}]\text{O}(\text{OH})_{1.01}$ (среднее из 2 анализов). Зерна магнезиогорнблендита также неоднородны по составу. Состав центральных частей отвечает средней ($n=3$) формуле $\text{Na}_{0.11}(\text{Ca}_{1.90}\text{Na}_{0.10})_{2.00}(\text{Mg}_{3.26}\text{Fe}^{2+}_{0.93}\text{Fe}^{3+}_{0.49}\text{Al}_{0.27}\text{Mn}_{0.03}\text{Ti}_{0.02})_{5.00}[\text{Si}_{7.19}\text{Al}_{0.81}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$, а в краевых зонах магнезиогорнблендит более глиноземистый с формулой, рассчитанной по среднему ($n=3$) составу, $(\text{Na}_{0.28}\text{K}_{0.07})_{0.35}(\text{Ca}_{1.88}\text{Na}_{0.12})_{2.00}(\text{Mg}_{2.56}\text{Fe}^{2+}_{1.10}\text{Fe}^{3+}_{0.67}\text{Al}_{0.61}\text{Ti}_{0.04}\text{Mn}_{0.03})_{5.01}[\text{Si}_{6.40}\text{Al}_{1.60}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ (рис. 5). Центральные части являются, по-видимому, продуктом замещения раннего более железистого и глиноземистого магнезиогорнблендита.

На контакте с амфибол-клиноцоизитовыми сланцами метасоматиты представлены слюдитами, сложенными высокофтористым флогопитом с формулой ($n=3$) $(\text{K}_{0.92}\text{Na}_{0.04})_{0.96}(\text{Mg}_{1.47}\text{Fe}_{0.86}\text{Al}_{0.44}\text{Mn}_{0.05}\text{Ti}_{0.01})_{2.83}[\text{Si}_{2.92}\text{Al}_{1.08}\text{O}_{10}](\text{OH})_{1.29}\text{F}_{0.71})_{2.00}$, железистость минерала 0.36-0.37. Такая железистость свойственна темным слодам, развивающимся с участием вещества основных пород. Здесь широко распространены желваки олигоклаза. Акцессорные минералы представлены цирконом и монацитом.

Флогопитовые слюдиты сменяются амфибол-флогопитовыми. Последние сложены магнезиогорнблендитом и флогопитом, акцессорные минералы представлены титанитом, рутилом и феррихромитом с примесью Zn и Mn. Магнезиогорнблендит с формулой $(\text{Na}_{0.26}\text{K}_{0.03})_{0.29}(\text{Ca}_{1.88}\text{Na}_{0.12})_{2.00}(\text{Mg}_{2.99}\text{Fe}^{3+}_{0.79}\text{Fe}^{2+}_{0.70}\text{Al}_{0.33}\text{Cr}_{0.08}\text{Ti}_{0.06}\text{Mn}_{0.04})_{4.99}[\text{Si}_{6.74}\text{Al}_{1.26}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ (среднее из 4 анализов) по краям частично замещен актинолитом с формулой, рассчитанной по среднему ($n=3$) составу, $\text{Na}_{0.08}(\text{Ca}_{1.87}\text{Na}_{0.10}\text{Fe}_{0.04})_{2.01}(\text{Mg}_{3.77}\text{Fe}^{2+}_{0.69}\text{Fe}^{3+}_{0.35}\text{Al}_{0.13}\text{Mn}_{0.04}\text{Cr}_{0.02})_{5.00}[\text{Si}_{7.56}\text{Al}_{0.44}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$. Фторсодержащий флогопит со средней ($n=4$) формулой $(\text{K}_{0.88}\text{Na}_{0.04})_{0.92}(\text{Mg}_{2.09}\text{Fe}_{0.67}\text{Ti}_{0.04}\text{Cr}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})_{2.84}[\text{Si}_{2.91}\text{Al}_{1.09}\text{O}_{10}](\text{OH})_{1.63}\text{F}_{0.37})_{2.00}$ имеет железистость 0.24-0.26.

Амфибол-флогопитовая порода постепенно переходит в существенно фторфлогопитовые слюдиты. Основной объем последних сложен фторфлогопитом с формулой ($n=5$) $(\text{K}_{0.90}\text{Na}_{0.04})_{0.94}(\text{Mg}_{2.36}\text{Fe}_{0.54}\text{Mn}_{0.02}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.01})_{2.94}[\text{Si}_{3.01}\text{Al}_{0.99}\text{O}_{10}](\text{F}_{1.02}\text{OH}_{0.98})_{2.00}$ и железистостью 0.18-0.19. Содержание микропримесей во

фторфлогопите составляют сотни г/т Li и Cs, единицы г/т Be, первые тысячи г/т Rb (табл. 1). В этих слюдитах встречаются желваки серого кварца и зерна феррихромита, обогащенного Zn и Mn. Поздняя минерализация представлена хорошо ограниченными кубиками пирита, замещенного гидроксидами Fe, и шеелитом (Попов и др., 2011). Низкая железистость фторфлогопита и присутствие феррихромита указывают, что жилы сформированы по ультраосновным породам. Согласно отчетам о поисковых работах в районе проявления Заречное (Намятов и др., 1976), в слюдитовых жилах обнаружен зеленый берилл. По данным изучения флюидных включений, желваки серого кварца сформированы при температуре 430-445°C и давлении 1130-1320 бар.

По всей видимости, на контакте гранитов и амфибол-клиноцоизитовых сланцев находились серпентинизированные тела гипербазитов. При метасоматозе серпентиниты превращаются во флогопитовые и фторфлогопитовые слюдиты, а амфибол-клиноцоизитовые сланцы – в амфибол-флогопитовые. Таким образом, вышеописанный комплекс пород проявления Заречное представляет собой метасоматический ореол: фторфлогопитовые слюдиты – амфибол-флогопитовые слюдиты – амфибол-клиноцоизитовые сланцы.

Слюдиты и амфибол-клиноцоизитовые сланцы рассечены серией жил крупнокристаллического молочного кварца с эпидотом $(Ca_{2.00}Mg_{0.01})_{2.01}Al_{2.00}(Fe^{3+}_{0.62}Al_{0.39})_{1.01}[Si_{2.00}O_{7.00}][Si_{0.95}O_{4.00}]O(OH)_{0.94}$, зеленым бериллом и альбитом. В амфибол-клиноцоизитовых сланцах эти жилы окаймляются зонами развития фенгит-мусковита с формулой, рассчитанной по среднему (n=3) составу, $(K_{0.83}Na_{0.02})_{0.85}(Al_{1.56}Mg_{0.41}Fe_{0.13})_{2.10}[Si_{3.30}Al_{0.70}O_{10}](OH)_{1.84}F_{0.16})_{2.00}$, первые сотни г/т Li и Rb, первые десятки г/т Be и Cs (табл. 1). В слюдитах флогопит замещен фенгит-мусковитом с формулой $(K_{0.89}Na_{0.07})_{0.96}(Al_{1.67}Mg_{0.27}Fe_{0.11}Mn_{0.01})_{2.06}[Si_{3.21}Al_{0.79}O_{10}](OH)_{1.68}F_{0.32})_{2.00}$ (среднее из 7 анализов). Железистость последнего 0.27-0.31, а содержание микропримесей первые сотни г/т Li и Cs, первые десятки г/т Be, первые тысячи г/т Rb (табл. 1). Как показано на рис. 9, распределение РЗЭ в фенгите кварцевых жил идентично таковому в позднем фенгит-мусковите

слюдитов, что указывает на их образование при участии одного флюида. Флогопит и мусковит-фенгит частично замещены парагонитом с формулой (n=2) $(Na_{0.81}Ca_{0.07}K_{0.08})_{0.96}(Al_{1.96}Mg_{0.04}Fe_{0.02})_{2.02}[Si_{2.93}Al_{1.07}O_{10}](OH)_{1.82}F_{0.18})_{2.00}$ и промежуточным членом ряда парагонит-маргарит с формулой $(Na_{0.50}Ca_{0.39}K_{0.05})_{0.94}(Al_{2.00}Mg_{0.03}Fe_{0.02})_{2.05}[Si_{2.55}Al_{1.45}O_{10}](OH)_{1.81}F_{0.19})_{2.00}$.

Согласно результатам изучения первичных флюидных включений, кварц жил кристаллизовался при температуре 280-290 °С и давлении 650-800 бар.

Данные изотопного датирования (см. главу 4) свидетельствуют о временном разрыве между формированием слюдитов (250 млн. лет) и становлением кварцевых жил с бериллом (232 млн. лет).

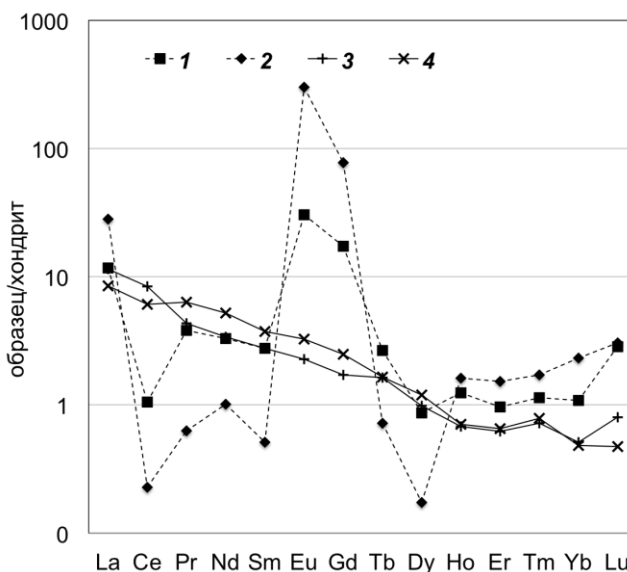


Рис. 9. Спектры распределения РЗЭ в фенгит-мусковите слюдитов (1) и кварцевых жил (2), фторфлогопите слюдитов (3, 4).

Таким образом, проявление Заречное было сформировано в результате наложения нескольких процессов: (1) образование амфибол-флогопитовых и флогопитовых слюдитов с бериллом в результате высокотемпературного (430-450°C) F-метасоматоза, (2) мусковитизация флогопитовых слюдитов и становление мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил (280-290°C), (3) образование актинолита, парагонита и маргарита.

В окрестностях пос. Октябрьское в пределах *Липовского* пегматитового поля, локализованного в гнейсах, амфиболитах и амфибол-плагиоклазовых сланцах, среди которых встречаются блоки серпентинитов и мраморов, изучена кальцит-доломит-флогопитовая жила с магнезиогорнблендитом.

Вмещающими породами для жилы служат магнезиогорнблендит-олигоклазовые сланцы с переменным соотношением породообразующих минералов. Формула магнезиогорнблендита, рассчитанная по среднему (n=4) составу, $(\text{Na}_{0.22}\text{K}_{0.04})_{0.26}(\text{Ca}_{1.69}\text{Na}_{0.19}\text{Fe}^{2+}_{0.12})_{2.00}(\text{Mg}_{3.36}\text{Fe}^{2+}_{0.73}\text{Fe}^{3+}_{0.59}\text{Al}_{0.23}\text{Ti}_{0.06}\text{Mn}_{0.03}\text{Cr}_{0.01})_{5.01}[\text{Si}_{7.00}\text{Al}_{1.00}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ (рис. 5). В зернах олигоклаза встречаются идиоморфные включения монацита и ксеноморфный ильменит.

Основной объем жилы составляет фторсодержащий темно-коричневый флогопит с формулой $(\text{K}_{0.85}\text{Na}_{0.06})_{0.91}(\text{Mg}_{2.49}\text{Fe}_{0.28}\text{Al}_{0.18}\text{Ti}_{0.03}\text{Cr}_{0.02})_{3.00}[\text{Si}_{2.81}\text{Al}_{1.19}\text{O}_{10}](\text{OH}_{1.59}\text{F}_{0.41})_{2.00}$ (среднее из 6 анализов) и железистостью 0.10-0.11. Во флогопите обнаружены микропримеси (г/т): 374 Li, 3935 Rb, 177 Cs, а также следы Be (табл. 1). Важной особенностью химического состава минерала является высокое содержание Cr (4932 г/т), резко отличающееся от такового в слюдах других объектов. Кальцит и доломит представлены примерно в равных количествах. Их формулы, рассчитанные по средним (для обоих n=3) составам, соответственно, $(\text{Ca}_{0.94}\text{Mg}_{0.05}\text{Fe}_{0.01})_{1.00}\text{CO}_3$ и $\text{Ca}_{1.00}(\text{Mg}_{0.91}\text{Fe}_{0.08})_{0.99}(\text{CO}_3)_2$.

Магнезиогорнблендит с формулой (n=2) $(\text{Na}_{0.13}\text{K}_{0.03})_{0.16}(\text{Ca}_{1.96}\text{Na}_{0.04})_{2.00}(\text{Mg}_{4.15}\text{Al}_{0.32}\text{Fe}^{3+}_{0.28}\text{Fe}^{2+}_{0.21}\text{Cr}_{0.01}\text{Ti}_{0.01}\text{Mn}_{0.01})_{4.99}[\text{Si}_{7.30}\text{Al}_{0.70}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ выполняет линзы размером до 1 см. Он является продуктом замещения магнезиогорнблендита с повышенной глиноземистостью. Формула последнего $(\text{Na}_{0.35}\text{K}_{0.10})_{0.45}(\text{Ca}_{1.98}\text{Na}_{0.02})_{2.00}(\text{Mg}_{3.52}\text{Al}_{0.73}\text{Fe}^{3+}_{0.48}\text{Fe}^{2+}_{0.15}\text{Cr}_{0.09}\text{Ti}_{0.03}\text{Mn}_{0.01})_{5.00}[\text{Si}_{6.43}\text{Al}_{1.57}\text{O}_{22}](\text{OH})_{2.00}$ (среднее из 2 анализов) (рис. 5). По сравнению с магнезиогорнблендитом сланцев ранний магнезиогорнблендит жилы содержит меньше Fe и больше Cr. В жиле встречаются сульфиды Fe и Ni (пирит, пирротин, пентландит), а также герцинит и хромгерцинит. Берилл в карбонат-доломит-флогопитовой жиле не обнаружен. Температура и давление формирования жилы, рассчитанные по кальцит-доломитовому геотермобарометру (Таланцев, 1981), составили 500-550 °C при 4-5 кбар.

Проявление слюдитов *Черноусовское* расположено в лесном массиве в 4 км к западу от пос. Черноусово. Площадь проявления около 0.15 км². Оно приурочено к контакту между верхнепалеозойскими гранитами Газетинского массива и полихронным вулканогенно-осадочным комплексом, представленным силурийской карбонатно-терригенной толщей, метаморфизованной в условиях эпидот-амфиболитовой фации, интенсивно дислоцированными нижнедевонскими мраморизованными известняками и верхнедевонской базальт-андезидацитовый толщей. Вдоль тектонических контактов между гранитами и вулканогенно-осадочным комплексом локализованы тела метасоматически измененных гипербазитовых пород (тальковые, хлоритовые и кварц-флогопитовые слюдиты) и кварцевые жилы.

Изученные кварц-флогопитовые слюдиты состоят, в основном, из флогопита с формулой $(K_{0.82}Na_{0.03}Ca_{0.02})_{0.87}(Mg_{1.44}Fe_{0.91}Al_{0.37}Ti_{0.11}Mn_{0.01})_{2.84}[Si_{2.87}Al_{1.13}O_{10}](OH)_{2.00}$ (среднее из 6 анализов) и железистостью 0.37-0.41, содержащего (г/т) 60.4 Li, 5.65 Be, 431 Rb и 25.5 Cs (табл. 1). Он замещается фенгит-мусковитом с формулой (n=5) $(K_{0.92}Na_{0.04}Ca_{0.01})_{0.97}(Al_{1.63}Mg_{0.23}Fe_{0.18}Ti_{0.03})_{2.07}[Si_{3.16}Al_{0.84}O_{10}](OH)_{2.00}$ и железистостью 0.43-0.48, содержащим (г/т) 154.7 Li, 519 Rb и 25.9 Cs (табл. 1). Be в мусковите не обнаружен. В обоих типах слюд содержание F ниже предела обнаружения электронно-зондовым методом. Среди чешуек слюды встречаются зерна калиевого полевого шпата.

Итак, геологические соотношения и минералого-геохимические особенности вышеописанных проявлений берилла Уральской Изумрудоносной полосы позволяют сделать вывод, что они формировались в несколько этапов, которые в разной степени проявлены на различных объектах:

1. становление пегматоидов (Медведевское, Глинское);
2. формирование постмагматических высокотемпературных (430-450°C) флогопитовых слюдитов с бериллоносными кварц-плагиоклазовыми гнездами (Медведевское, Глинское, Заречное);
3. образование кварц-мусковитовых±флюорит грейзенов по флогопитовым слюдитам («71 км»);
4. мусковитизация флогопитовых слюдитов при формировании мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил (280-290°C) (Заречное);
5. пропилитизация с образованием тремолит-актинолита, хлорита (240-270°C) (Глинское, Заречное).

Бериллоносные породы сформированы при участии флюидов с высоким содержанием F, Li, Rb, о чем свидетельствует повышенное содержание этих элементов в темных слюдах.

Поскольку темные слюды являются неперменным компонентом бериллоносных метасоматитов, выяснение роли этих минералов, как индикатора берилловой минерализации - важная прикладная задача.

Для сравнения с вышеописанными проявлениями определено содержание микропримесей в темных слюдах из слюдитов крупных месторождений изумруда (Малышевское, Свердловское, Красноболотное), редкометальных месторождений (Квартальное) и объектов, не содержащих берилловую минерализацию (Санарское, Еремкинское, Коневское (Бидный и др., 2010а; Попов и др., 2010).

Темная слюда, ассоциирующая с изумрудом на Малышевском месторождении, содержит (г/т): 3762 Li, 201 Be, 3310 Rb, 456 Cs. Содержание этих элементов в темной слюде из Красноболотного месторождения составляет 3973, 24.8, 2855, 463, а в слюде из Свердловского – 1350, 16.36, 2497, 313 соответственно. Слюдитовые ксенолиты в пегматитах Квартального месторождения состоят из темной слюды, содержащей (г/т): 5850 Li, 40.5 Be, 4579 Rb, 248 Cs. Также содержание Li, Be, Rb, Cs (г/т) измерено в темных слюдах проявлений слюдитов Санарское (1.89, 0.326, 10.47, 0.269), Еремкинское (210, 2.4, 516, 44.4) и Коневское (39, следы, 608, 12.73).

Из данных, перечисленных выше, а также приведенных в табл. 1, видно, что во флогопите бериллоносных слюдитов концентрация Li, Cs, и Rb составляет сотни и первые тысячи г/т. В то же время в темных слюдах слюдитов из проявлений, не содержащих берилл, концентрация этих примесей не превышает первых сотен г/т, за

исключением карбонатной жилы Липовского проявления, где содержание Rb составляет 3935 г/т (табл. 1).

И.И. Куприянова (2002) отмечала, что в слюдах из берилло- и изумрудоносных слюдитов Малышевского месторождения повышено содержание Li. На рис. 10 показано распределение содержания Li в изученных темных слюдах слюдитов. Слюды по содержанию Li разбиваются на три группы. К первой группе с $Li > 1000$ г/т относятся образцы из объектов с высоким содержанием берилла и хризоберилла (Малышевское, Красноболотное, Квартальное, Медведевское, Свердловское, Глинское). Вторая группа, характеризующаяся величиной Li между 500 и 1000 г/т, включает проявление Заречное с редкими находками берилла в слюдитах. Для третьей группы, представленной не содержащими берилл слюдитами Черноусовского, Липовского, Коневского, Санарского и Еремжинского участков, содержание $Li < 500$ г/т.

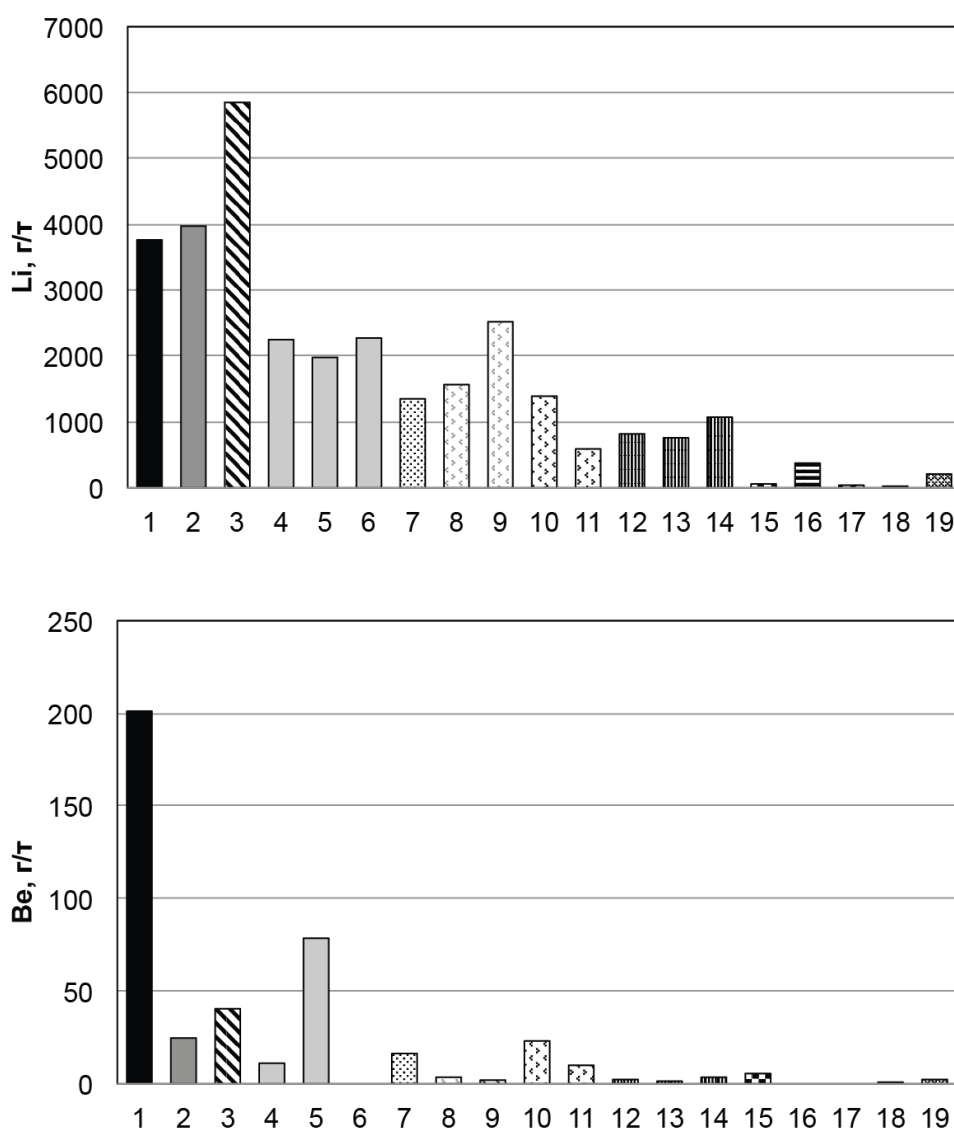


Рис. 10.

Содержание Li и Be в темных слюдах из месторождений и проявлений:

Малышевское (1), Красноболотное (2), Квартальное (3), Медведевское (4-6), Свердловское (7), Глинское (8-11), Заречное (12-14), Черноусовское (15), Липовское (16), Коневское (17), Санарское (18), Еремжинское (19).

Высокое содержание Li (свыше 1000 г/т) в темных слюдах, ассоциирующих с бериллом, является геохимической меткой процесса, ответственного за формирование бериллоносных слюдитов. Исследователи относят бериллоносные слюдиты УИП к десилицированным пегматитам (Власов, Кутукова, 1960), высокотемпературной

фации грейзенов (Шерстюк, 1970), цвиттерам (Спиридонов и др., 2000) и промежуточному генетическому типу между пегматитами и грейзенами (Куприянова, 2002).

По данным В.И. Жернакова (1998), существует положительная корреляция между содержанием Be в штуфной пробе с преобладанием флогопита и бериллоносностью. В то же время, как показано на рис. 10, содержание Be в слюдах в разных пробах в пределах одного проявления (Медведевское, Глинское) может меняться на порядок. Как известно, в ходе формирования бериллоносных метасоматитов значительная часть Be концентрируется в собственных фазах: берилл, хризоберилл, фенакит. Поэтому неравномерность содержания этого элемента в слюдяных пробах, скорее всего, определяется присутствием или отсутствием микрокристаллического берилла.

Что касается Li, то его содержание варьирует в пределах проявления в меньшей степени и может рассматриваться как индикатор берилловой минерализации при анализе мономинеральных проб темной слюды не только в пределах Малышевского месторождения, но и в других объектах УИП.

Однако этот индикатор бериллоносности применим только к слюдитам, чье формирование связано с гидротермально-метасоматической деятельностью. Так, на месторождении Мэвис Лэйк (Канада) берилл локализован в приконтактной зоне пегматитов, состоящей из слюдитов с содержанием Li во флогопите выше 500 г/т (Brand et al, 2009). В тоже время на метаморфогенном месторождении Хабахталь (Австрия) кристаллы изумруда находятся в биотитовых слюдитах с содержанием Li в биотите менее 198 г/т (Okrusch et al., 1981).

Глава 3. Сравнительная характеристика берилла из месторождений и проявлений Уральской Изумрудоносной полосы

На рис. 11 представлен график, показывающий соотношение между суммой содержаний двухвалентных катионов (Mg, Mn, Fe) в кристаллах берилла в позиции Al и Li в позиции Be, с одной стороны, и содержанием катионов в структурных каналах, с другой стороны. Положительная корреляция между группами этих элементов показывает, что при вхождении Na, Rb, Cs и K в структурные каналы избыток положительного заряда компенсируется замещением Al на Mg, Mn, Fe²⁺ и Be на Li. С помощью иерархического кластерного анализа все образцы берилла разделены по содержанию микропримесей на четыре группы, выделенные на рис. 11 пунктирными линиями.

Группа I объединяет пегматиты месторождения Квартальное и Алабашского пегматитового поля с низкощелочным бериллом, содержащим мало микропримесей. Также в этой группе находится один из кристаллов берилла из проявления Глинское, образование которого, вероятно, связано с участием пегматитовых флюидов.

Группы II и III частично перекрываются по содержанию щелочных металлов в структурных каналах. К группе II отнесены образцы берилла проявления Глинское и месторождения Малышевское. Берилл этой группы имеет, по всей видимости, высокотемпературный метасоматический генезис: цвиттеры по Э.М. Спиридонову (2006), или промежуточный тип по И.И. Куприяновой (2002). Группа III включает берилл из грейзенов проявления «71 км» и флогопитовых метасоматитов проявления Медведевское.

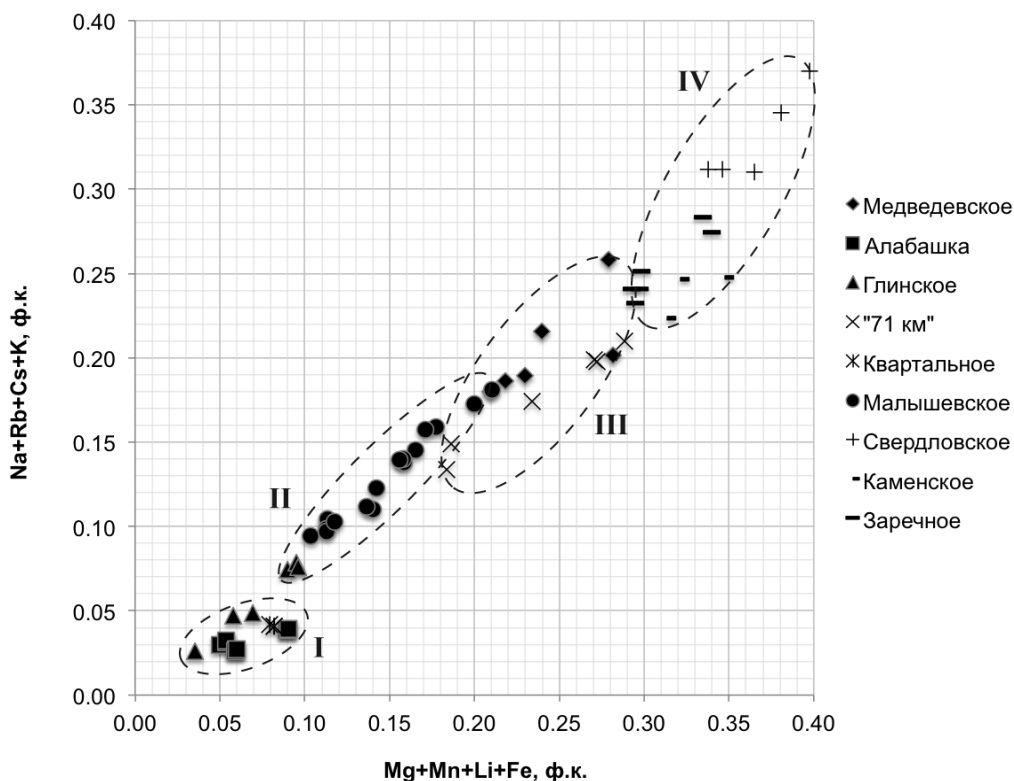


Рис. 11. Соотношение между $Mg+Mn+Li+Fe$ и $Na+Rb+Cs+K$ в изученных кристаллах берилла. I, II, III, IV – группы берилла по содержанию микропримесей (см. описание в тексте).

Группа IV объединяет берилл из гидротермальных жил проявления Заречное, а также образцы из месторождений Свердловское и Каменское. На Свердловском месторождении кристаллы отобраны из берилл-плагиоклаз-кварцевых линз, а на Каменском – из гидротермальных кварцевых жил. Берилл этой группы высокощелочной и обогащен Mg и Fe.

Берилл, образующийся в пегматитах, характеризуется низким содержанием щелочных катионов даже, если гранит-пегматитовая система богата этими элементами. Так, в пегматитах редкометального типа, обогащенных Cs и Li, развивается низкоцезиевый берилл (Солодов и др. 1980). А высокоцезиевые разновидности (воробьевит, пеззоттаит) кристаллизуются в полостях редкометально-самоцветных пегматитов при температурах, соответствующих гидротермальным процессам (Якубович и др., 2009).

Тенденция увеличения содержания примесей в берилле от пегматитов к слюдитам и далее к гидротермалитам прослеживается и в других месторождениях мира (рис. 12). Таким образом, сумма содержаний щелочных металлов в берилле является показателем генезиса минерала, а соотношение Mg и Fe - индикатором состава пород, по которым происходит образование вмещающих метасоматитов, в случае если берилл образуется в ходе того же процесса, что и метасоматиты (Бидный и др. 2010б).

Вхождение щелочных металлов в структурные каналы берилла влияет на ориентировку молекул воды. Выделяют два типа ориентировки воды в структурных каналах (Wood, Nassau, 1968). У молекул I типа ось симметрии второго порядка перпендикулярна оси шестого порядка берилла, а у молекул II типа параллельна ей. Ориентировка воды зависит в первую очередь от содержания Na в каналах (Aurisicchio et al., 1994).

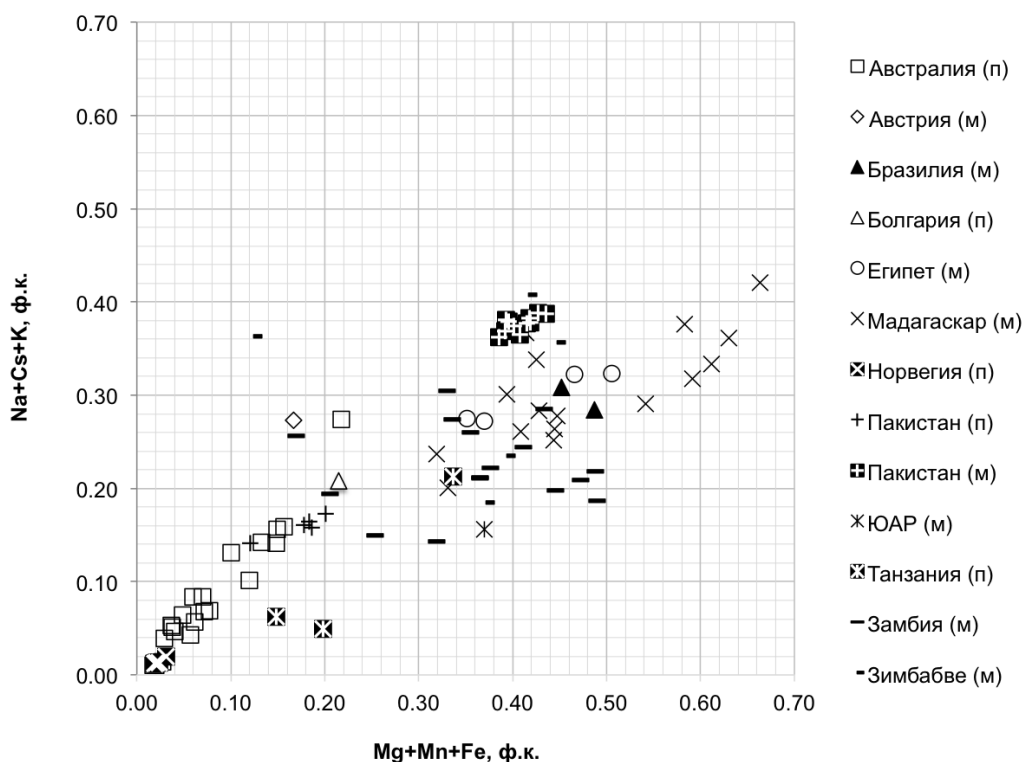


Рис. 12. Соотношение между Mg+Mn+Fe и Na+Cs+K в кристаллах берилла из различных месторождений. После названия страны в скобках указан генетический тип: п – пегматитовый, м – гидротермально-метасоматический. Составлено по данным (Groat et al., 2008).

На ИК-спектрах пропускания максимум наиболее интенсивной линии воды I типа находится около 3698 см^{-1} , а II типа – около 3596 см^{-1} . Для сравнения ИК-спектральных характеристик берилла удобно пользоваться отношением интенсивности линии воды I типа к линии II типа (ОИЛВ). С помощью термогравиметрического анализа в сочетании с ИК-спектроскопией установлено, что изменение ОИЛВ происходит в ходе отжига берилла при температуре свыше $900 \text{ }^\circ\text{C}$. При меньших температурах содержание молекул воды обоих типов понижается одновременно (Бидный и др., 2011б). Это указывает на устойчивость параметра ОИЛВ при посткристаллизационном нагревании берилла в природных условиях.

Проанализированы ИК-спектры берилла из проявления Медведовское, Глинское, Заречное, «71 км», Квартальное, Алабашского пегматитового поля, а также месторождений Изумрудных Копей (Малышевское, Свердловское, Черемшанское, Каменское). На месторождении Малышевское отобраны кристаллы нескольких генераций, в пределах месторождения Квартальное выделен берилл из пегматита.

Берилл проявления Глинское, Алабашского пегматитового поля и пегматита месторождения Квартальное характеризуется доминированием молекул воды I типа над II типом, ОИЛВ варьирует от 1.50 до 2.54. В берилле из проявлений Медведовское, Заречное, «71 км» и месторождений Изумрудных Копей существенная часть молекул воды имеет ориентировку II типа при ОИЛВ 0.35-1.17. В пределах месторождения Малышевское ОИЛВ растет от ранней (0.67) к поздней (1.17) генерациям берилла.

Как показано на рис. 13, параметр ОИЛВ является логарифмической функцией содержания Na в берилле. Она описывается уравнением $\text{ОИЛВ} = -0.76 \ln(\text{Na}) + 7.54$, коэффициент достоверности $R^2 = 0.89$. Как и на рис. 11, образцы берилла разделены на группы по содержанию микропримесей. Группа I (пегматитовый тип),

характеризующаяся минимальными содержаниями Na в берилле, отличается от остальных значением ОИЛВ > 1.5. А для групп II, III и IV (гидротермально-метасоматический тип) свойственно ОИЛВ < 1.5.

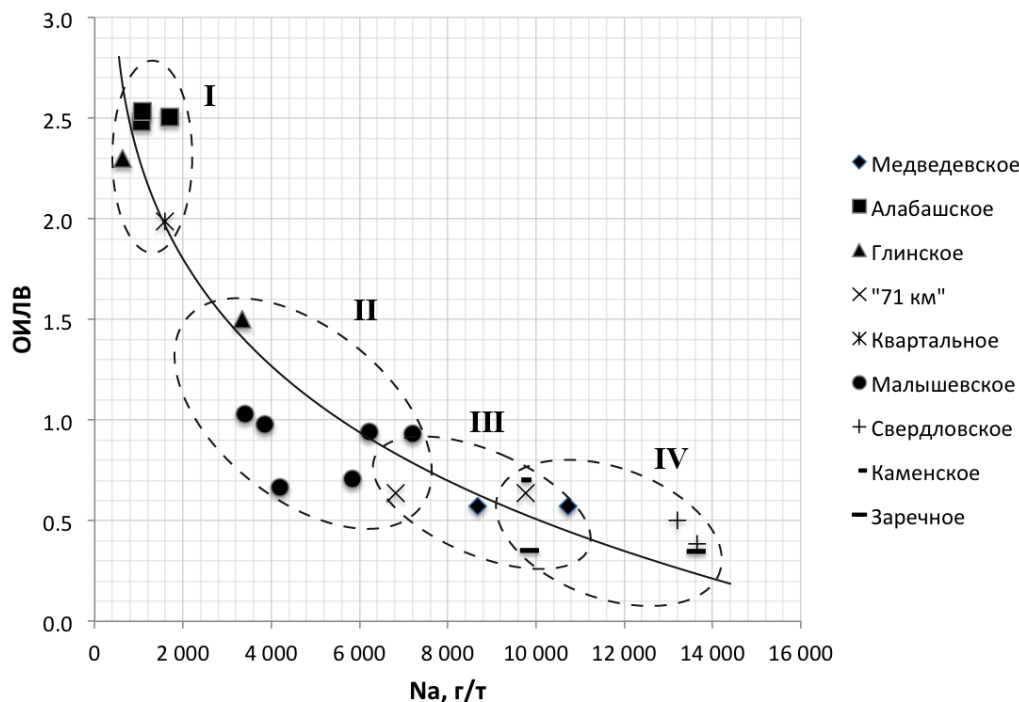


Рис. 13. Соотношение между ОИЛВ и содержанием Na в изученных кристаллах берилла. I, II, III, IV – группы берилла по содержанию микропримесей (см. описание в тексте).

Глава 4. Оценка возраста процессов образования берилла Уральской Изумрудоносной полосы

Возраст пегматитов и пегматоидов, постмагматических бериллоносных слюдитов и жил изученных проявлений определен Rb/Sr и U/Pb методами. Кроме того, для сопоставления полученных данных с результатами Rb/Sr датирования метасоматитов и жил крупного Малышевского месторождения впервые проведено определение возраста берилл-мусковит-кварц-плагиоклазовых жил этого объекта. Для определения связи между изученными проявлениями берилла и крупными гранитными массивами Мурзинским, Адуйским, Каменским привлечены данные Rb/Sr датирования гранитов этих плутонов. Все Rb-Sr результаты и литературные данные сведены в таблице 2.

Наиболее древний возраст получен по циркону хлоритовых и тальковых сланцев проявления Глинское: 301.7 ± 6.4 и 279.0 ± 4.4 млн. лет, соответственно. Эти датировки отражают время формирования вмещающего базит-гипербазитового комплекса.

По данным В.С. Попова с соавторами (2003) Мурзинский и Адуйский гранитные массивы формируются в период 260-250 млн. лет назад (табл. 2).

Возраст флогопитовых слюдитов и берилл-флогопит-плагиоклазовых линз в них на проявлении Медведевское, составляющий 249.8 ± 5.9 млн. лет, и возраст пегматоидов Глинского проявления (249.9 ± 3.0 млн. лет) полностью совпадают с возрастом гранитов Мурзинского массива, в экзоконтакте которого находятся эти проявления. С гранитами Адуйского плутона сопряжено формирование берилл-мусковит-кварц-плагиоклазовых жил Малышевского месторождения и мусковит-плагиоклаз-кварцевых линз проявления «71 км», расположенных в экзоконтакте этого массива.

В это же время по данным Г.Б. Ферштатера с соавторами (2007, 2008) происходит мигматизация пород Каменского массива, в зоне экзоконтакта которого расположено проявление Заречное. Формирование слюдитов (250±27 млн. лет назад) проявления по времени образования совпадает в пределах погрешности с мигматизацией пород массива (табл. 2). Вероятно, источником флюидов, участвовавших в образовании слюдитов, стал остывший после мигматизации Каменский массив.

Таблица 2. Параметры Rb-Sr изохрон для Мурзинского, Адуйского и Каменского гранитных массивов и изученных проявлений берилла

№	Порода	Точки	T, млн.лет	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$	СКВО	Источник
Мурзинский массив						
1	Биотитовые граниты	5 (4 Fsp, WR)	260.6±5.6	0.70589±18	2.2	Попов и др., 2003
2		3 (3 Bt)	238±11	0.7250±36	1.9	–"–
3	Мусковит-биотитовые граниты	5 (4 Fsp, WR)	253.4±9.9	0.7098±14	6.7	–"–
4		3 (3 Bt)	228.1±2.4	0.7218±29	1.4	–"–
Адуйский массив						
5	Биотитовые граниты	7 (4 Fsp, 2 Bt, WR)	250.2±1.5	0.70829±6	0.36	Попов и др., 2003
6	Пегматит (Квартальное)	7 (4 Fsp, Mus, Ap, WR)	196.3±1.6	0.712622±10	0.65	Попов и др., 2009
7	Лейкогранит (Стройгородок)	3 (Fsp, Mus, WR)	200.9±7.4	0.71108±73	0.028	–"–
Каменский массив						
8	Мигматиты	7*	263±14	0.70462±19	1.9	Ферштатер и др., 2007
Медведевское проявление						
9	Phl слюдит с Brl-Phl-Pl линзами	4 (2 Pl, Phl, Brl)	249.8±5.9	0.709±25	10.1	данные автора
Глинское проявление						
10	Пегматоид	5 (3 Bt, Kfs, Turm)	249.0±1.3	0.706184±17	2.1	данные автора
11	Phl слюдит	4 (3 Phl, Brl)	226.3±2.9	0.7244±69	2.8	данные автора
Проявление «71 км»						
12	Pl-Mus-Qtz жила	3 (2 Mus, Pl)	255±65	0.707±46	11.6	данные автора
13	Mus слюдит	3 (3 Mus)	187.3±2.1	0.75728±94	0.0055	данные автора
Малышевское месторождение						
14	Brl-Mus-Qtz-Pl жила	3 (Mus, Pl, Brl)	255.0±4.7	0.6942±49	0.85	данные автора
15	Слюдит	3 (Phl, Chl, Fsp)	206.6±1.4	0.709596±18	1.9	Бакшеев и др., 2003
16	Слюдит	3 (3 Phl)	207.3±5.2	1.10±11	1.9	Попов и др., 2003
Заречное проявление						
17	Phl слюдит	3 (Phl, Pl, WR)	250±27	0.716±89	6.5	данные автора
18	Mus-Brl-Ep-Qtz жила	3 (Brl, Ep, Pl)	232.0±6.9	0.7063±26	6.7	данные автора

Примечание: * - в источнике данных не указан минеральный состав проб; Qtz – кварц, Mus – мусковит, Bt – биотит, Phl – флогопит, Chl – хлорит, Turm – турмалин, Fsp – полевошпат, Pl – плагиоклаз, Kfs – калиевый полевошпат, Ap – апатит, Brl – берилл, Ep – эпидот, WR – порода в целом. Порядок стандартных отклонений начального отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_T$ соответствует последним цифрам среднего значения.

Приведенные данные позволяют выделить позднепермский этап формирования проявлений берилла в пределах УИП, связанный со становлением крупных гранитных массивов.

Следующий этап образования проявлений берилла происходит в среднем триасе (226-232 млн. лет). В этот период формируются флогопитовые слюдиты Глинского проявления и берилл-мусковит-эпидот-кварцевые жилы проявления Заречное (табл. 2). Каких-либо магматических пород, с которыми можно было бы связать образование слюдитов и жил, в пределах УИП выявлено не было. Тем не менее, выделение среднетриасового этапа в формировании проявлений подтверждается U/Pb датированием циркона (227 ± 17 млн. лет) и титанита (222 ± 24 млн. лет) из тальковых сланцев проявления Глинское (Бидный и др., 2011a).

Заключительный юрский этап формирования месторождений и проявлений берилла достоверно установлен только на Малышевском месторождении, где разными исследователями получены очень близкие возрасты образования изумрудоносных слюдитов: 206.6 ± 1.4 млн. лет (Бакшеев и др., 2003) и 207.3 ± 5.2 млн. лет (Попов и др., 2003). В это время происходит становление некоторых пегматитовых жил в восточной и северо-восточной частях Адуйского массива (месторождение Квартальное, карьер Стройгородка) (Попов и др., 2009) (табл. 2).

Возраст мусковитовых слюдитов проявления «71 км» определен как 187 млн. лет (Бидный, Кошенская, 2010). Однако, поскольку эти породы формируются одновременно с образованием мусковит-плагиоклаз-кварцевых линз, возраст которых 255 млн. лет, то, вероятно, их более молодой возраст является следствием нарушения Rb-Sr изотопной системы в мусковите без изменения минерального состава под воздействием поздних гидротермальных растворов.

Заключение

Установлена общая последовательность формирования изученных проявлений берилла: становление берилл-содержащих пегматитов, формирование высокотемпературных ($430-450^\circ\text{C}$) флогопитовых слюдитов с бериллоносными кварц-плагиоклазовыми гнездами, грейзенизация флогопититов с образованием кварц-мусковитовых±флюорит слюдитов, среднетемпературная ($280-290^\circ\text{C}$) мусковитизация флогопитовых слюдитов при формировании мусковит-берилл-эпидот-кварцевых жил и пропилитизация ($240-270^\circ\text{C}$).

Общей геохимической особенностью темных слюд бериллоносных слюдитов изученных проявлений, а также крупных месторождений Уральской Изумрудоносной полосы является содержание Li больше 500 г/т. В слюдитах без берилловой минерализации это отношение не превышает 500 г/т. Величину содержания Li можно рассматривать в качестве регионального критерия бериллоносности флогопитовых слюдитов, а также геохимической метки высокотемпературного метасоматоза, ответственного за формирование этих пород.

В пределах месторождений и проявлений Уральской Изумрудоносной полосы выделены пегматитовый и гидротермально-метасоматический типы берилла, различающиеся содержанием щелочных металлов, Mg и Fe. Концентрация этих элементов увеличивается от пегматитового к гидротермально-метасоматическому типу. При этом гидротермально-метасоматический тип объединяет флогопитовые слюдиты, грейзены и гидротермалиты. Берилл пегматитов можно отличать от остальных по наименьшему содержанию Na, которое находится в обратной зависимости с отношением интенсивностей линий воды в ИК-спектрах. На примере

образцов берилла из месторождения Малышевское показано, что ИК-спектроскопия полезна для определения генерации кристаллов.

Геохронологическое исследование пегматитов, метасоматитов и жил изученных проявлений берилла и сопоставление с литературными данными по гранитам крупных массивов показало что в истории формирования берилловой минерализации в пределах УИП выделяется три этапа: позднепермский (260-250 млн. лет), среднетриасовый (226-232 млн. лет) и раннеюрский (196-206 млн. лет).

Публикации по теме диссертации

1. Бидный А.С., Бакшеев И.А., Попов М.П. Rb-Sr систематика бериллсодержащих слюдитов в восточном экзоконтакте Мурзинско-Адуйского гранитного комплекса (Урал). // Литосфера, 2011а. № 6. С. 141-145.

2. Бидный А.С., Бакшеев И.А., Попов М.П., Аносова М.О. Сравнительная характеристика берилла из месторождений Уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП-МС и ИК-спектроскопии. // Вест. Моск. Ун-та. Сер. Геология, 2011б. № 2. С. 34-41.

3. Бидный А.С., Бакшеев И.А., Попов М.П. Сравнительная характеристика слюдитовых проявлений на Среднем и Южном Урале. // Уральская минералогическая школа – 2010. Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010а. С. 25-28.

4. Бидный А.С., Кошенская Т.О. Новые данные о возрасте слюдитов из проявлений берилла и хризоберилла на Среднем Урале (Россия). // Проблемы геологии и освоения недр: труды XIV Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 65-летию Победы советского народа над фашистской Германией в Великой Отечественной войне 1941-1945 гг. Том I; 2-е издание; Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. С. 103.

5. Бидный А.С., Попов М.П., Бакшеев И.А., Костицын Ю.А. Сравнительная характеристика бериллов Уральской изумрудоносной полосы по данным ЛА-ИСП-МС. Современная минералогия: от теории к практике. // Материалы XI Съезда Российского минералогического общества, 2010б. С. 310-312.

6. Bidny A.S., Koshenskaya T.O., Baksheev I.A., Popov M.P. Emerald mineralization at the Glinka occurrence, Middle Urals, Russia. // Acta Mineralogica-Petrographica. Abstract Series, 2010. Vol. 6. P. 27.

7. Попов М. П., Бидный А.С., Квачев В.И. О находке шеелита на изумрудно-берилловом проявлении «Заречный» (Средний Урал). // 12 Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова.- Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 51-54.

8. Попов М.П., Идинова М.С., Бидный А.С. Сравнительная характеристика флогопита из слюдитов бериллиевого рудопроявления «копи Кузнецова» и Мариинского изумрудно-бериллиевого месторождения (Уральские изумрудные копи). // Уральская минералогическая школа – 2010. Материалы Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов, научных сотрудников академических институтов и преподавателей вузов геологического профиля. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2010. С. 135-137.