

Российский фонд фундаментальных исследований



Д.А. Лыхин
В.В. Ярмоляк

ЗАПАДНО-ЗАБАЙКАЛЬСКАЯ
БЕРИЛЛИЕВАЯ ПРОВИНЦИЯ:
МЕСТОРОЖДЕНИЯ,
РУДОНОСНЫЙ МАГМАТИЗМ,
ИСТОЧНИКИ ВЕЩЕСТВА

Москва
ГЕОС
2015

Предисловие

Проблема связи магматизма и редкометального оруденения является одной из наиболее принципиальных в геологии и петрологии [Говоров, 1958, 1960; Беус, 1960; 1961; 1967; Руб, 1960; 1994; Staatz, 1963; Гинзбург и др., 1975; Таусон, 1979; Шаве, 1973; Christiansen et al. и др.]. С ней связано решение как фундаментальных вопросов эндогенной металлогении, так и ряда практических задач, включая поиски и прогноз месторождений. Достаточно остро эта проблема стоит применительно к месторождениям бериллия, связь которых с магматизмом предполагается в большинстве публикаций. В Западном Забайкалье расположена одна из крупнейших в России и мире бериллиевых металлогенических провинций. Со времени ее открытия был накоплен большой объем данных, характеризующих особенности геологического строения провинции и отдельных ее месторождений, минеральный состав и геохимические параметры пород и руд, а также определяющих геологические связи рудной минерализации с другими проявлениями эндогенной активности [Назарова, 1965, 1970; Гальченко и др., 1968; Гинзбурга и др., 1969, 1977; Новикова и др., 1964, 1988, 1994; Заболотная и др., 1974, 1989; Косалс и др., 1978; Куприянова и др., 1982, 1994, 1996, 2009, 2011; Рязанцева, 1994, 2003; Булнаев, 1996, 2006; Рипп, 1995; Рейф и др., 1999, 2003, 2004, 2008 и др.]. В то же время ряд вопросов, касающихся расшифровки природы геологических связей месторождений, источников вещества и механизмов образования рудных концентраций, оставались нерешенными. Это было обусловлено невозможностью получения информации, необходимой для обоснования генезиса месторождений и их связей с другими геологическими процессами, прежде всего с магматизмом. Отсутствовали надежные данные о возрасте рудной минерализации, об изотопном и редкоэлементном составе руд и ассоциирующих с ними магматических пород, об условиях формирования месторождений, в том числе с позиций новых геологических концепций и т.д.

В 1995–2012 гг. месторождения провинции изучались коллективом исследователей под руководством академика В.И. Коваленко и В.В. Ярмолюка. В ходе этих работ были получены новые данные, в том числе результаты первых систематических геохронологических, геохимических и изотопных исследований, которые открыли новые возможности для решения обозначенных проблем. Эти результаты являются предметом, обсуждаемым в настоящей монографии, в основу которой положены данные по магматизму и закономерностям развития рудной минерализации на рудопроявлениях и месторождениях Западно-Забайкальской провинции, таких как Ермаковское,

Оротское, Амандакское, Аунукское и Урминское. Работы проводились совместно с сотрудниками Института геохимии СО РАН (г. Иркутск) и ГИН СО РАН – А.В. Гореглядом, А.А. Воронцовым, Н.В. Владыкиным, В.Г. Ивановым, Г.С. Риппом, В.С. Антипиным, С.В. Андрющенко, с сотрудниками ГИН РАН С.В. Руженцевым, Г.Е. Некрасовым, Б.Г. Голионко и В.А. Аристовым, а также с И.И. Куприяновой (ВИМС). Всем им, а также А.Б. Котову, Ю.А. Костицыну, Е.Б. Салыниковой, В.М. Саватенкову, В.П. Ковачу, Л.Б., И.К. Козакову, Терентьевой, И.В. Анисимовой, Ю.В. Плоткиной, способствовавшим проведению изотопно-геохимических исследований, автор выражает глубокую благодарность. Эта работа не осуществилась бы без руководства В.И. Коваленко, на протяжении многих лет оказывающего неоценимую помощь и поддержку в исследованиях. Также хочется поблагодарить своих коллег – А.В. Никифорова, А.М. Козловского, И.А. Андрееву, Н.А. Ашихмину, Е.А. Курдяшову за многолетнее сотрудничество.

ГЛАВА I

Общие сведения о бериллиевых месторождениях

Бериллий – литофильный элемент, который был открыт в конце XVIII века, но реальное применение получил лишь в 40-х годах XX века. Он используется в качестве легирующих добавок в сплавах, используемых в космической, ракетной и авиационной технике. Бериллий применяется в радиоэлектронике, в горном деле, рентгенотехнике. Он также один из лучших замедлителей и отражателей нейтронов в высокотемпературных ядерных реакторах. Применяется бериллий и в других областях современной техники.

Основными промышленными бериллиевыми минералами являются фенакит Be_2SiO_4 , берtrandит $\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$ и берилл $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$; потенциально промышленными – хризоберилл BeAl_2O_4 , бехонит $\text{Be}(\text{OH})_2$, эвклиаз $\text{BeAlSi}_4(\text{OH})$, лейкофан ($\text{Ca}, \text{Na})_2\text{BeSi}_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$, бариллит $\text{BaBe}_2\text{Si}_2\text{O}_7$, гентгельвин ($\text{Zn}, \text{Fe})_4\text{Be}_3\text{SiO}_4\text{S}$, гельвин ($\text{Fe}, \text{Mn}, \text{Zn})_4\text{Be}_3\text{SiO}_4\text{S}$, дананлит ($\text{Fe}, \text{Zn}, \text{Mn})_4\text{Be}_3\text{SiO}_4\text{S}$. Как правило, все месторождения бериллия связаны с проявлениями гранитного магматизма. Условия, в которых формируются бериллиевые месторождения, разнообразны. Месторождения относятся к различным генетическим типам пород: пегматитам, грейзенам, полевошпатовым метасоматитам и гидротермальным [Куприянова и др., 2011].

Месторождения бериллия делятся на собственные (табл. 1)¹, где бериллий является основным полезным компонентом и комплексные (табл. 2), в которых бериллий может быть важным попутным компонентом (Генетические типы..., 1975; Куприянова и др., 1994, 1996, 2009, 2011). Основными признаками при промышленной систематике месторождений служит их геолого-структурное положение, минеральный состав руд, содержание BeO , морфология и размеры рудных тел и наличие пордообразующих минералов.

Месторождения берtrandитовой формации (берtrandит-аргиллизитовых метасоматитов) являются наиболее крупными в мире. Самые крупные это месторождения Спор-Маунтин и Сьера-Бланка в США, формирование которых связано с кайнозойским риолитовым вулканическим комплексом, сформированным в результате рифтогенеза на краю Северо-Американской платформы. В России к этой формации относится небольшое Оротское месторождение,

¹ Таблицы помещены в конце книги.

а также Бутуйское рудопроявление Западно-Забайкальской провинции. Богатые месторождения этой формации приурочены к карбонатсодержащим толщам или подстилаются ими и являются низкотемпературными, субвулканическими, реже гипабиссальными.

Наиболее крупными и перспективными в России являются месторождения берtrandит-фенакитовой формации (берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов) – Ермаковское, Ауникское Западно-Забайкальской провинции и Окуневское Восточно-Саянской. Эти месторождения связаны с субщелочным гранитным магматизмом и их можно рассматривать как плутонические аналоги берtrandитовых месторождений в США.

Месторождения фенакит-гентгельвиновой формации (бериллиеносные полевошпатовые метасоматиты) известны на Украине – Пержансское, в Белоруссии – Диабазовое и Канаде – Тор-Лейк. Месторождения локализуются в пределах мощных линейных тектонических структур в гранитоидах и метаморфических толщах. Рудные тела этих месторождений отличаются сложной формой.

Месторождения берилловой формации (берилл-слюдяных метасоматитов) это, прежде всего, Малышевское и Боевское Восточно-Уральской провин-

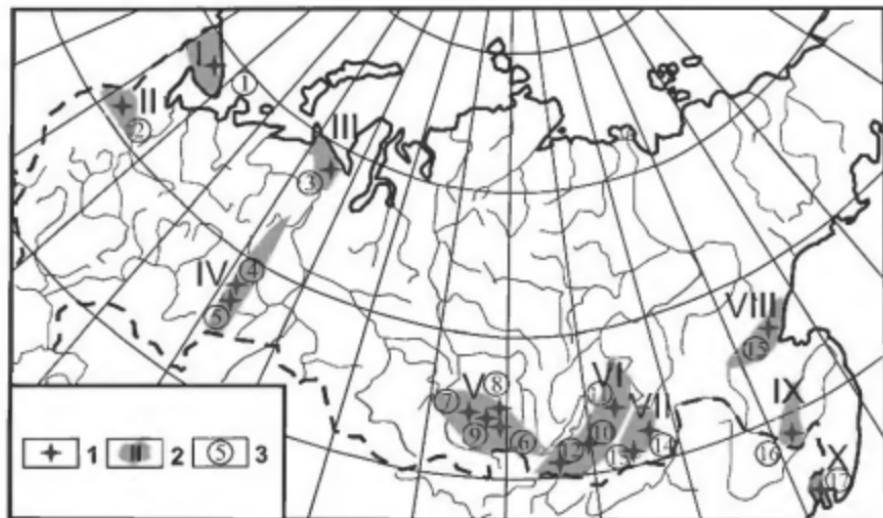


Рис. 1.1. Схема размещения бериллиеносных провинций и месторождений берилля на территории России, по [Куриянова и др., 2011].

1 – бериллиевые месторождения и рудопроявления; 2 – бериллиеносные провинции: I – Кольская, II – Карельская, III – Полярно-Уральская, IV – Восточно-Уральская, V – Восточно-Саянская, VI – Западно-Забайкальская, VII – Восточно-Забайкальская, VIII – Алданская, IX – Буренская, X – Хантайская; 3 – месторождений берилля: 1 – Колмозерское, 2 – Уксинское и Хопунвара, 3 – Орлиное, 4 – Малышевское и др., 5 – Боевское, 6 – Снежное, 7 – Окуневское, 8 – Вишняковское, 9 – Радуга и Казырское, 10 – Ермаковское и Оротское, 11 – Ауникское и Амандакское, 12 – Урминское, 13 – Шерловогорское, 14 – Завитинское, 15 – Бугундя и др., 16 – Преображенское, 17 – Вознесенское и Пограничное.

ции, Снежное Восточно-Саянской провинции, Преображенское Буреинской провинции и Редскин-Шток (США). Они связаны с грейзенами гранитондов известково-щелочной серии.

Комплексные месторождения (табл. 2) разнообразны по концентрации в них берилля, они относятся к разным формациям: *бериллий-флюоритовой* – Вознесенское и Пограничное Ханкайской провинции, Солнечное (Казахстан); *бериллий-молибден-вольфрамовой* – Инкур, Казыр Восточно-Саянской провинции, Спокойненское, Шерловая Гора Восточно-Забайкальской провинции, Кара-Оба, Коунрад, Акча-Тау, Нура-Талды (Казахстан); *бериллий-полиметалл-оловорудной* – Уксинское и Хопунвара Карельской провинции, Сырымбет (Казахстан), Айрон-Маунтин (США); *редкометально-пегматитовой* – Квартальное, Липовый Лог Восточно-Уральской провинции, Завитинское Восточно-Забайкальской провинции, Вишняковское Восточно-Саянской провинции, Белогорское (Казахстан).

На территории России насчитывается десять бериллиевых провинций (рис. 1.1): Колская, Карельская, Полярно-Уральская, Восточно-Уральская, Восточно-Саянская, Западно-Забайкальская, Восточно-Забайкальская, Алданская, Буреинская, Ханкайская [Куприянова и др., 1996, 2011]. Отдельные рудопроявления известны на Алтае (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора) и в Северном Прибайкалье (Рель-Кунерма-Абчадская редкометальная зона).

Наиболее перспективной среди них является Западно-Забайкальская провинция с крупнейшим в России Ермаковским месторождением [Куприянова и др., 1996, 2009, 2011]. Оно, а также некоторые другие месторождения провинции (Ауникское, Амандакское), относится к берtrandит-фенакитовой формации. В пределах провинции известны месторождения и других формационных типов: берtrandитового – Оротское и Бутуйское месторождения, гельвин-берtrandитового – Урминское, а также ряд других мелких рудопроявлений. Кроме этих объектов в регионе известны месторождения и рудопроявления Nb, Ta, Mo, W, Zr, Li, Th, РЗЭ. Месторождения связаны с раннемезозойскими щелочными гранитами.

ГЛАВА II

Аналитические методы, использованные в работе

В настоящей работе использован широкий круг современных аналитических исследований, большинство из которых было выполнено одним из авторов в лабораториях ряда аналитических центров Москвы и Санкт-Петербурга.

Методы валового химического анализа пород и руд

Классический силикатный анализ. Методом классического силикатного анализа определялись главные петрогенные элементы, а также P, S, F, Li, Rb, Cs, CO₂ в породах и рудах бериллиевых месторождений Западного Забайкалья. Анализы были выполнены в химической лаборатории ИГЕМ РАН методом «мокрой» химии.

Рентгено-флуоресцентный анализ (РФА). Методом РФА определены содержания пордообразующих оксидов, а также Ba, Sr, Zr, Nb, Rb, Y. Рентгено-флуоресцентный анализ проводился на многоканальном спектрометре СРМ-25 в ИГХ СО РАН, г. Иркутск. Правильность и точность анализов контролировались с использованием ряда российских и международных стандартов.

Методом ICP-MS был определен полный спектр редких и редкоземельных элементов во всех изученных породах в Институте аналитического приборостроения РАН (г. Санкт-Петербург). Анализы были выполнены на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PlasmaQuad 3 производства фирмы «VG Elemental» (Англия). Для контроля относительной чувствительности прибора в серии проб (не более 5–10) проводились измерения стандартных растворов тяжелых металлов (Ti, Cr, Ni, Cu, Pb), а также стандартного образца BCR-1. Данные о содержании отдельных элементов в стандартном образце BCR-1 приведены в работе [Eggins et al., 1997].

Rb-Sr изотопный метод

Химическое выделение Rb и Sr из образцов и изотопный анализ проводился Д.А. Лыхиным в изотопной и геохронологической лаборатории ИМ-

ГРЭ под руководством Ю.А. Костицына, а затем в изотопной лаборатории ИГД РАН, возглавляемой А.Б. Котовым. Изотопный анализ проводился на масс-спектрометре МИ-1201Т в ИМГРЭ в двухленточном режиме (Re+Re) по компьютерной программе, специально разработанной Ю.А. Костицыным (1991). Изотопные исследования проводились также в ИГД РАН на масс-спектрометрах Finnigan MAT-261 и TRITON.

По данным, полученным в лаборатории ИМГРЭ, средние значения изотопных отношений стронция в стандарте (SRM-987) составили: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.71023 ± 12 и ($^{84}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = 0.056480 ± 63 (указанные погрешности соответствуют 95% доверительному интервалу). Поэтому в расчетах параметров изохрон и при других вычислениях принята средняя погрешность измерения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равная 0.02%. Использованный смешанный трассер $^{85}\text{Rb} + ^{84}\text{Sr}$ позволяет определить Rb/Sr отношения с погрешностью не хуже 1%.

В изотопной лаборатории ИГД РАН, где проведена часть данной работы, погрешность определения изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ составляла 0.01%, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ – 1%. Значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в стандарте (SRM-987) составляло 0.71023 ± 2 .

Расчет изохрон производился методом Йорка [York, 1966], проверка на параллельность и статистическая обработка параметров параллельных линий – методом Титтерингтона и Холлидэя [Titterington, Holliday, 1979]. Во всех расчетах использовалась общепринятая константа распада рубидия – $1.42 \cdot 10^{-11}$ лет [Steiger, Jager, 1977].

Проверка правильности изохрон проводилась по стандартным графикам $1/\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, получение зависимостей на этих диаграммах – прямой и гиперболы соответственно, позволяет с большой долей вероятности рассматривать эти зависимости как результат смешения двух компонентов, а линию на диаграмме как псевдохрону [Фор, 1989].

Sm-Nd изотопный метод

Определение изотопного состава самария и неодима проводилось в изотопной лаборатории ИГД РАН В.П. Ковачем, Л.Б. Терентьевой и Д.А. Лыхиным по методике, описанной в работе [Richard et al., 1976]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 и TRITON в статическом режиме. Навеска для холостого опыта составляла 0.3 нг для Sm и 0.8 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 [Sm] = 6.47 мкг/г, [Nd] = 28.13 мкг/г, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$. Точность определения концентраций самария и неодима составила $\pm 5\%$ (2 σ), изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.5\%$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = \pm 0.005\%$ (2 σ), средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте La Jolla составило 0.511894 ± 8 . При расчете величины $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ использованы современные данные для однородного резервуара (CHUR) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и DM, по [Goldstein, Jacobsen, 1988] $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$.

U-Pb геохронологический метод

Выделение зерен акцессорного циркона из проб проводилось в ИГГД РАН по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Измерения изотопного состава U-Pb в них проводилось в изотопной лаборатории ИГГД РАН Е.Б. Салыниковой, И.В. Анисимовой и Ю.В. Плоткиной. Химическое разложение циркона и выделение урана и свинца выполнялось по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh, 1973]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261. Точность определения U/Pb отношений – 0.5%. Загрязнение не превышало 0.1 нг свинца и 0,01 нг урана. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [Ludwig, 1991б, 1999] и ISOPLOT [Ludwig, 1991а]. При определении возраста минералов использованы общепринятые значения констант распада урана [Steiger, 1976]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [Stacey, 1975]. Все ошибки приведены на 2σ уровне.

Ar-Ar геохронологический метод

Изотопный состав Ar-Ar определялся в лаборатории ОИГГМ г. Новосибирск по методике, приведенной в работе [Пономарчук и др. 1998]. Вертикальный размер линии (или контура) индивидуальных ступеней на возрастной и Ca/K-диаграммах соответствуют погрешностям. Значения последних для датировок и первичных изотопных составов Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$), представлены на уровне 2σ . Для расчета использовались константы распада: $\lambda_c = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$; $\lambda_{\beta^-} = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ y}^{-1}$.

ГЛАВА III

Строение и районирование Западно-Забайкальской бериллиевой провинции

3.1. Геолого-тектоническое строение Западного Забайкалья

Западным Забайкалем называют обширную горную страну на юге Сибири, расположенную к востоку от озера Байкал на территории республики Бурятия (рис. 3.1). Западное Забайкалье – один из наиболее сложных в геологическом отношении районов России, который всегда привлекал внимание исследователей. Еще в XIX веке Эдуард Зюсс назвал область Забайкалья, Прибайкалья и Саян «древним теменем Азии». Большую роль в исследовании Забайкалья сыграли работы Л.И. Салопа, Л.П. Зоненшайна, Н.Л. Добрецова, В.И. Коваленко, М.И. Кузьмина, А.В. Пейве, В.Е. Хаина, Л.М. Парфенова, И.В. Гордиенко, В.В. Ярмолюка и многих других.

В настоящее время территория Западного Забайкалья рассматривается как комбинация докембрийских микроконтинентов и разновозрастных террейнов (островных дуг, симаунтов, активных и пассивных континентальных окраин и др.) (см. рис. 3.1), которые последовательно наращивали Сибирский континент с конца рифея до позднего палеозоя со стороны Палео-Азиатского океана [Парфенов и др., 1996; Булгатов и др., 2003; Гордиенко и др., 2006, Руженцев и др., 2009]. В пределах региона широко развиты магматические (70–80% площади) и метаморфические породы, объединяемые в многочисленные разновозрастные и разные по составу комплексы. До недавнего времени в геологической истории региона в качестве важнейшего рубежа выделялся ранний палеозой. С ним связывалось формирование крупнейшего гранитоидного Ангаро-Витимского батолита площадью свыше 150 000 км², разделившего геологическую историю региона на две части. Добатолитовые образования было принято считать до-палеозойскими, в крайнем случае, ранне-среднекембрийскими. Возраст послебатолитовых магматических образований определялся в значительной степени условно, в зависимости от соотношений с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита, а также между собой. Опираясь на результаты детальных геолого-

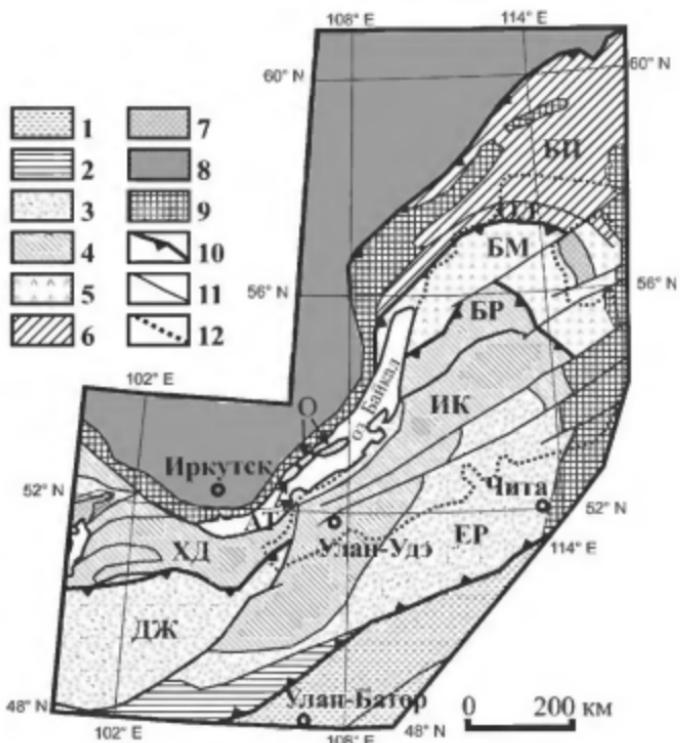


Рис. 3.1. Схема геодинамического строения Забайкалья, по [Зорин и др., 2009].

1 – зона позднепалеозойского аккреционно-субдукционного клина; 2 – зона венд-раннепалеозойского преддугового бассейна; 3 – зоны венд-раннепалеозойских островных дуг: ДЖ – Джидинская, ЕР – Еравинская, АТ – Ангинско-Таланчанская; 4 – зоны венд-раннепалеозойских окраинных бассейнов: ХД – Хамардабанская, ИК – Икатская с Баргузинским (БР) метаморфическим блоком, О – Ольхонская; 5 – зона позднерифейских островных дуг: БМ – Байкало-Муйская; 6 – зона позднерифейского окраинного бассейна: БП – Байкало-Патомская зона с Олокитской (ОЛ) подзоной; 7 – блоки раннедокембрийских пород в складчатых зонах венда-раннего палеозоя и позднего рифея; 8 – позднерифейско-раннепалеозойский осадочный чехол Сибирской платформы; 9 – раннедокембрийский фундамент платформы; 10 – надвиги; 11 – разломы с неопределенной кинематикой; 12 – контуры выходов гранитоидов Ангаро-Витимского батолита

петрологических исследований гранитоидного магматизма Витимского плоскогорья, джидинские, витимканские и баргузинские гранитоиды были объединены в единый баргузинский комплекс раннего палеозоя [Литвиновский и др., 1976, 1992, 1994].

Важным результатом исследований последнего десятилетия стало определение возраста Ангаро-Витимского батолита и ряда других проявлений гранитоидного магматизма. Было установлено, что гранитоиды баргузинского, витимканского, зазинского, конкудеро-мамаканского и др. комплексов возникли в позднем карбоне – начале перми между 320 и 285 млн лет как произ-

водные общего для них процесса батолитообразования [Неймарк и др., 1993; Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997а; Рыцк и др., 1998; Цыганков и др., 2007, 2010; Jahn et al., 2009; Ковач и др., 2012]. Nd-модельные возрасты батолита варьируют от 2.4 до 1.7–1.1 млрд лет [Коваленко и др., 2003а]. Формирование Ангаро-Витимского батолита связывается с вовлечением вмещающего батолит сегмента земной коры в зону воздействия магтийного плума [Ярмолюк и др., 1997б], который вызвал интенсивный анатексис в коре.

Определение геохронологических рамок Ангаро-Витимского батолита существенно изменило существовавшие представления о возрасте добатолитовых и постбатолитовых геологических комплексов. Добатолитовые образования в основном представлены фрагментами стратифицированных толщ, сохранившимися среди гранитов батолита в виде ксенолитов и «провесов» кровли. Для них характерны метаморфические преобразования до гранулитовой, амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, что и служило основанием для отнесения их к докембрию. Позднее на основе фаунистических находок и изотопных датировок [Гордиенко, 1987, 2010; Аристов и др., 2005; Руженцев и др., 2005, 2007; Минина и др., 2006, 2007] возраст многих метаморфических толщ был определен как раннепалеозойский.

В последние десятилетия в регионе были проведены работы по геохронологическому изучению магматических и метаморфических пород. Так, было установлено, что добатолитовый региональный метаморфизм проявился в диапазоне 510–481 млн лет и отвечает среднему кембрию–раннему ордовику [Бибикова и др., 1990; Хани и др., 1995; Котов и др., 1997; Козаков и др., 1999]. В Байкало-Муйском поясе время последнего добатолитового метаморфизма датируется рубежом 590 млн лет [Рыцк и др., 2004, 2008], а в междуречье Баргузин-Номама-Катер по гнейсогранитам и габбро-диоритам установлен его среднеордовикский возраст – 468±8 млн лет [Рыцк и др., 2009].

Разновременным геологическим развитием террейнов обусловлены существенные вариации в составе коры, сформировавшейся в регионе к концу силура. Так, нижнепалеозойские толщи Баргузинского и Верхневитимского турбидитовых террейнов, в пределах которых расположено Аунинское и Амандакское месторождения, представляют собой терригенно-карбонатные (ϵ_1) и флишевые (O-D) отложения континентального склона и его подножия на пассивной континентальной окраине Сибирской платформы. Осадочно-метаморфические толщи Еравнинского островодужного террейна, на границе которого в последующем сформировалось Ермаковское месторождение, сложены преимущественно вулканическими, карбонатно-терригенными и эффузивно-туфово-терригенными отложениями венда–кембрия [Салон, 1964; Гордиенко, 1987; Парfenov и др., 1996; Беличенко и др., 1994]. По последним данным С.В. Руженцева с соавторами [2010, 2012], возраст Еравнинского террейна несколько моложе. Это длительно развивающаяся активная континентальная окраина со сложным ярусным строением, в пределах которой были локализованы три структурно-формационных комплекса: каледонский (ϵ -S-D₁), варисский (D₁-C₁) и герцинский (C₂-P₁). Нижнекембрийский возраст толщ охарактеризован хорошо сохранившимися в известняках находками археоциат [Гордиенко, 2006].

С позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя вся территория Западного Забайкалья развивалась в режиме внутреннеплитной (рифтогенной) тектонической и магматической активности, что, прежде всего, отразилось на характере магматической деятельности. Рифтогенные зоны были приурочены к юго-восточному краю Баргузинского микроконтинента, трассируемому Удино-Витимской системой разломов. В составе магматических ассоциаций с позднего палеозоя–раннего мезозоя стали преобладать щелочные магматические породы.

Особо выделим раннемезозойский этап развития территории, с которым было сопряжено формирование большинства бериллиевых месторождений. Этот этап продолжался, по-видимому, в интервале 230–200 млн лет назад. В это время в пределах Западного Забайкалья возникли крупные вулкано-плутонические структуры площадью до 2000 км², в строении которых различаются поля вулканитов щелочно-бимодальных ассоциаций и массивы щелочных гранитов и сиенитов [Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001]. Распространение плутонических и вулканических пород этого этапа в виде единой полосы plutонов и вулканических полей, большие мощности (до 2000–3000 м) вулканических толщ, сложенных трахибазальтами, трахитами, трахириолитами-трахидацитами, комендитами и связь их с грабенами, наличие субпараллельных грабенам базальт-комендитовых дайковых поясов большой протяженности с участием щелочных гранитоидов свидетельствуют о связи в это время магматизма с процессами рифтогенеза. В соответствии с данными о закономерностях распространения раннемезозойских грабенов и связанного с ними магматизма в регионе была выделена крупная раннемезозойская Западно-Забайкальская рифтовая зона [Ярмолюк и др., 2001]. В современной структуре она представляет относительно узкую (до 120 км) и протяженную (~1000 км) полосу выходов раннемезозойских щелочных пород и контролирующих их грабенов, протянувшихся в юго-западном направлении от центральных участков Витимского плоскогорья до бассейна р. Джода. Бимодальные вулканические толщи традиционно относятся к так называемой Цаган-Хуртейской вулканогенной свите, петротип которой был выделен в хр. Цаган-Хуртей. Отложения этой свиты, возраст которых варьирует от 198 до 214 млн лет в Тугуйском грабене [Ярмолюк и др., 2000а] и от 209 до 212 млн лет в Цаган-Хуртейском [Воронцов и др., 2007], прорваны щелочными гранитами и кварцевыми сиенитами Атхинского, Тайдутского и других, более мелких массивов, относящихся к малокуналейскому комплексу [Рублев и др., 1976; Шергина и др., 1979; Занвилевич и др., 1985; Ярмолюк и др., 2000а; Литвиновский и др., 1995]. Возраст Мало-Куналейского массива определен Rb-Sr методом в 233 млн лет [Шергина и др., 1979]. В соответствии с новыми геохронологическими данными близкие возрастные характеристики имеют также и другие интрузивные щелочные породы Западно-Забайкальской рифтовой зоны. Так, возраст щелочных гранитов Харитоновского массива установлен в интервале от 221 млн лет [Литвиновский и др., 1995] до 209 млн лет [Ярмолюк и др., 2002], возраст щелочных гранитоидов в центральной части рифтовой зоны оценен в 224 млн лет (массив «Шток» Ермаковского бериллиевого месторождения) [Лыхин и др., 2001, 2010а]. В северо-восточной части зоны в

междуречье Витима и Каренги, по данным Ф.М. Ступака [1999], щелочные гранитоиды сформировались 209 млн лет тому назад.

Таким образом, все вышеизложенное свидетельствует об активном проявлении щелочного магматизма и процессов грабенообразования в Западном Забайкалье в интервале 230 и 210 млн лет. Именно с этим интервалом времени связано образование в пределах рифтовой зоны и бериллиевых месторождений, тесно ассоциирующих с проявлениями щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса [Лыхин и др., 2001, 2003, 2004, 2010а].

В период времени с юры по мел между проявлениями магматизма в регионе не отмечалось крупных перерывов. В позднем мезозое и кайнозое на территории Западного Забайкалья все магматические события происходили в пределах крупной обособленной геотектонической структуры, известной как позднемезозойская – кайнозойская Западно-Забайкальская вулканическая область [Ярмолюк и др., 1998; Иванов и др., 2000]. Эта область сопряжена с поясом грабенов и горстов преимущественно северо-восточного простирания и классифицируется как рифтовая структура. Среди магматических продуктов области преобладают субщелочные и щелочные породы, что свидетельствует о единстве природы глубинных процессов внутриплитной магматической активности в регионе [Ярмолюк и др., 2000б]. В пределах Западно-Забайкальской области развиты позднемезозойские вулканические и субвулканические карбонатиты и связанные с ними силикатные щелочные и субщелочные магматические породы, возраст которых 115–130 млн лет [Никифоров и др., 2000].

3.2. Западно-Забайкальская бериллиевая провинция: районирование и месторождения

Как уже отмечалось, в пределах Западно-Забайкальской бериллиевой провинции (рис. 3.2) развита одна из наиболее перспективных формаций – берtrandит-фенакитовая, к которой приурочены месторождения Ермаковское, Ауникское, Амандакское. Там же расположены Оротское месторождение, Бутайское и Ута-Бильчирское и др., рудопроявления, отнесенные к берtrandитовой формации. На юго-западе бериллиевой провинции находятся флюоритовые месторождения Нарынское и Таежное, а также гельвин-берtrandитовое Урминское месторождение и рудопроявления: Нижний Орелок и др. Кроме того, на территории Западного Забайкалья известен целый ряд редкометальных месторождений с бериллиевой минерализацией: Жарчихинское бериллий-флюорит-молибденовое, Ингурское бериллий-тантало-ниобиевое, Верхнеждалирское бериллий-вольфрам-молибденовое.

По данным И.И. Куприяновой [2011], бериллиевые месторождения в Западном Забайкалье (см. рис. 3.2) располагаются в следующих металлогенических зонах: Кижингино-Кудунской (Ермаковское, Оротское, Бутайское); Нырокской (Ауник, Амандак); Биту-Джидинской (Урминское). Зоны различаются металлогенической спецификой и приурочены к рифтогенным впадинам северо-восточного и субширотного простирания. Все месторождения связаны

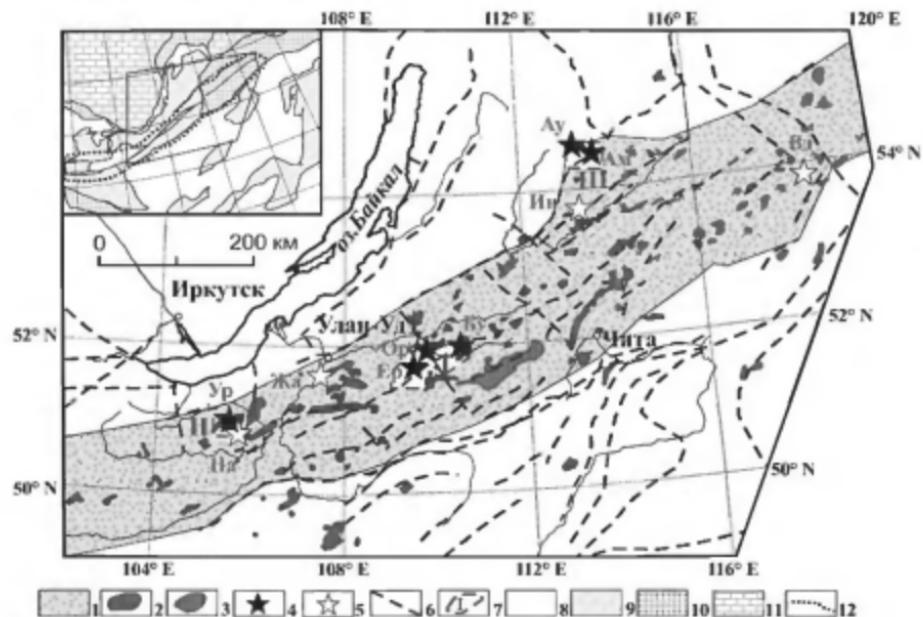


Рис. 3.2. Схема геологического строения Западно-Забайкальской раннемезозойской бериллиевой провинции (составлена с использованием данных А.А. Воронцова с соавторами [2007]).

1 – Западно-Забайкальская раннемезозойская бериллиевая провинция; 2, 3 – раннемезозойский магматизм: 2 – массивы щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса и их аналоги, 3 – бимодальные трахивазальт-комендитовые и трахивазальтовые магматические ассоциации; 4, 5 – месторождения и рудопроявления Западно-Забайкальской провинции: 4 – бериллия, 5 – редкometаллических и редкоземельных элементов (Ур – Урминское, На – Нарынское, Ер – Ермаковское, Ор – Оротское, Бу – Бутыжское, Ам – Амандацкое, Ау – Аупинское, Жа – Жарчихинское, Ин – Ингурское, Вд – Верхнежадалирское); 6 – разломы; 7 – участки и номера металлогенических зон (I – Кижингино-Кудунская, II – Нырокская, III – Бигу-Джидинская); на врезке: 8 – каледониды; 9 – террейны рифейской коры; 10 – дорифейские континентальные блоки; 11 – Сибирская платформа; 12 – границы Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой системы

с проявлением бимодальной серии пород, включающих контрастные по составу вулканиты цаган-хуртейской свиты и массивы субщелочных и щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса и его аналогов.

Кижингино-Кудунская флюорит-бериллиевая металлогеническая зона приурочена к одноименной рифтовой впадине (рис. 3.3). Впадина протягивается в северо-восточном ($40-50^{\circ}$) направлении на 170–180 км при максимальной ширине в центральной части до 20 км. Она повсеместно имеет четкие тектонические ограничения и выполнена мезозойскими осадочно-вулканическими отложениями мощностью до 1.5 км. К северо-западному, приподнятыму борту впадины, вдоль которой проходит Кижингинский разлом, приурочены бериллиевые месторождения и рудопроявления, а в опущенных блоках локализуются флюоритовые рудопроявления.

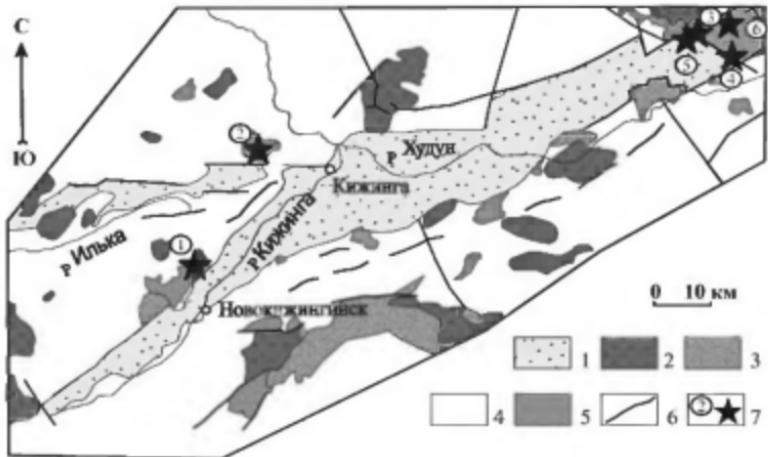


Рис. 3.3. Схема геологического строения Кижингино-Кудунской металлогенической зоны, по [Куприянова и др., 2011; Геологическая карта..., 1977].

1 – позднемезозойские-кайнозойские вулканогенно-осадочные образования, выполняющие Кижингинско-Кудунскую впадину; 2 – мезозойские щелочные гранитоиды малокупалейского комплекса; 3 – базальты, трахириолиты, комендиты цаган-хунтейской свиты; 4 – палеозойские гранитоиды; 5 – позднепротерозойские отложения зун-муриинской свиты; 6 – разломы; 7 – месторождения и рудопроявления (1 – Ермаковское, 2 – Оротское, 3 – Бутуйское, 4 – Ута-Бильчицкое, 5 – Осеннее, 6 – Шара-Горхонское)

Ермаковское флюорит-берtrandит-фенакитовое месторождение расположено в юго-западной части Кижингино-Кудунской металлогенической зоны, недалеко от поселка Новокижингинск (рис. 3.3). Ермаковское месторождение было открыто в 1964 г. Г.А. Ермаковым в ходе геологической съемки масштаба 1:200 000. К 1970 г. был завершен основной этап разведочных работ на месторождении. Отработка месторождения началась в 1978 г. и к 1989 г., когда месторождение было законсервировано, отработано половина всех запасов. На данный момент остались руды с содержанием $\text{BeO} = 0.9\%$. По богатству минеральных ассоциаций, качеству руд, содержанию и запасам Ермаковское месторождение является редчайшим объектом. Оно представляет собой уникальнейший геолого-минералогический памятник России и мира.

С момента открытия Ермаковского месторождения его изучением занимались сотрудники ВИМСа под руководством проф. А.И. Гинзбурга – Н.П. Заболотная, М.И. Новикова, И.И. Куприянова, Е.П. Шпанов и др. Наиболее полные сведения о геологическом строении месторождения, главных минеральных типах руд и их генезисе представлены в работах А.И. Гинзбурга с соавторами [1965, 1969, 1975, 1977], В.И. Гальченко с соавторами [1968], К.Б. Булнаева [1976, 1996], Я.А. Косалса с соавторами [1978], Н.П. Заболотной [1974], М.И. Новиковой с соавторами [1994, 1998], Г.С. Риппа [1996], Ф.Г. Рейфа с соавторами [1999, 2003, 2008], И.И. Куприяновой с соавторами [2006, 2009, 2011], Л.Б. Дамдиновой с соавторами [2004, 2008], Д.А. Лыхина с соавторами [2001, 2010а, б].

Недалеко от Ермаковского месторождения, ~30 км к северо-востоку, находится мелкое Оротское берtrandитовое месторождение (рис. 3.2, 3.3). Открыто оно было в 1977 г. Н.В. Ривлиным и М.В. Кудриным в процессе детальных поисковых работ масштаба 1:10 000. Оротское месторождение пространственно ассоциирует с Оротским палеовулканом, детально описанным В.В. Скрипкиной [1982] и И.В. Гордиенко [1987]. Ф.Г. Рейфом было проведено изучение флюидных и расплавных включений в минералах интрузивных пород месторождения [Рейф, 2008]. Месторождение изучалось также сотрудниками

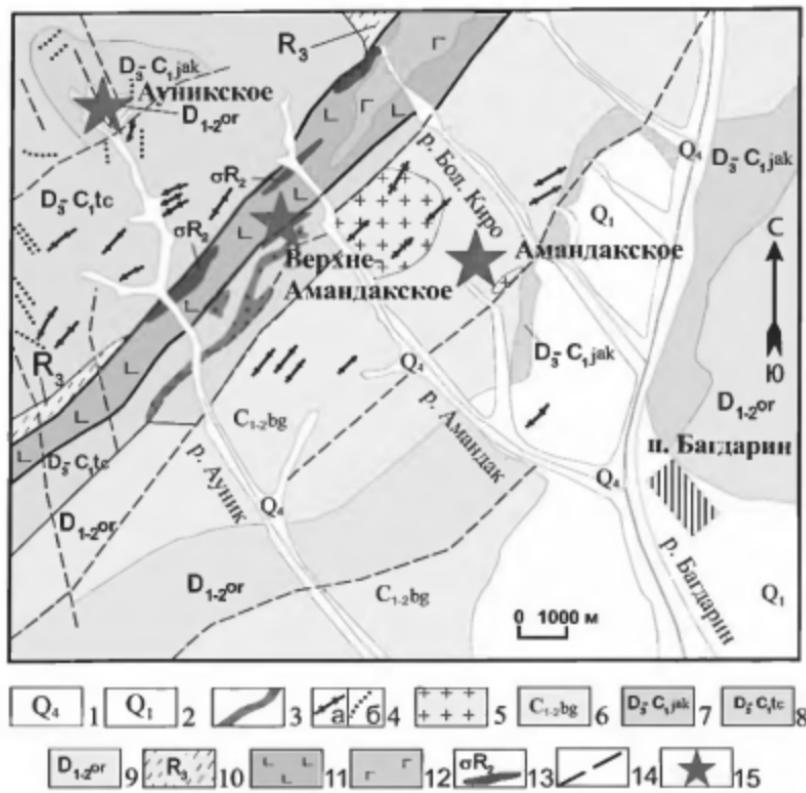


Рис. 3.4. Схема геологического строения фрагмента Туркино-Чипканского рудного района, по [Гордиенко и др., 2010; Булнаева, 2006].

1, 2 – четвертичные отложения: 1 – современные, 2 – раннечетвертичные; 3–5 – магматические породы раннего мезозоя: 3 – субвулканические гранитоиды; 4 – дайки (а – гранит-порфиров, б – сиенит-порфиров); 5 – субшелочные кварцевые сиениты, сиенит-порфиры, альбититы; 6 – багдаринская свита: песчанники, алевролиты, сланцы, с гравелитами, конгломератами и известняками; 7 – якшинская свита: песчаники, алевролиты, черные сланцы, известняки; 8 – точерская свита: переслаенная; 9 – ороченская свита: известняки, сланцы, доломиты, алевролиты, мергилы; 10 – сивоконская, суванихинская, чипканская и др. свиты: нерасщепленные; 11 – базальты; 12 – габбро, габбро-пироксениты; 13 – серпентинизированные гипербазиты; 14 – разломы; 15 – Ве месторождения и рудопроявления

ВИМСа Н.П. Заболотной и М.И. Новиковой [1983]. Оротское месторождение относится к берtrandитовой формации, промышленный тип – берtrandит-аргилиллизитовые метасоматиты [Куприянова и др., 1996; Куприянова, Шпанов, 2011].

В северо-восточной части Кижингино-Кудунской металлогенической зоны расположены Бутуйское кварц-берtrandитовое, Ута-Бильчирское флюорит-берtrandитовое, а также Осеннее и Шара-Горхонское флюоритовые рудопроявления (см. рис. 3.3). Это незначительные по масштабу и мало изученные рудопроявления, последние два с очень низкими содержаниями BeO. Рудовмещающими для них являются гранитоиды малокуналейского комплекса или их комагматы – вулканиты цаган-хуртейской свиты, с которыми они генетически связаны.

Нырокская (Икато-Уакитская) золото-уран-редкометально-свинцово-цинковая металлогеническая зона расположена на северо-западе Бурятии в пределах Витимского плоскогорья [Куприянова и др., 2011], по своему положению

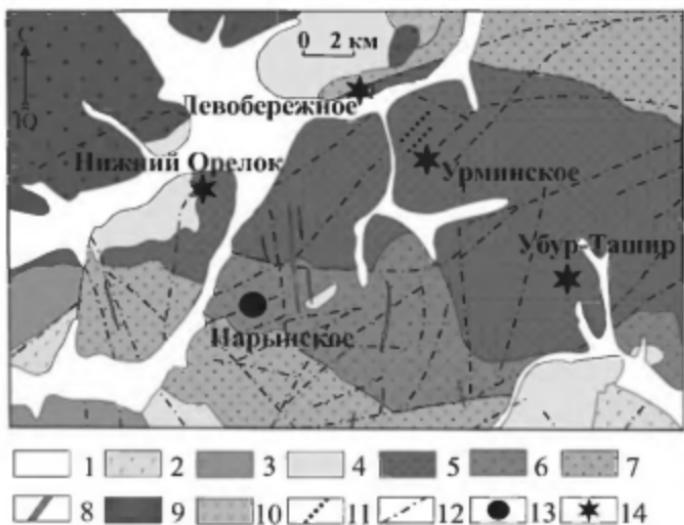


Рис. 3.5. Схема геологического строения Таширского рудного узла, по [Куприянова и др., 2011 и Геологическая карта..., 1975].

1 – четвертичные отложения; 2 – таширская свита: трахизабазальты, трахандезито-базальты, трахандезиты и их лавобрекчи, конгломераты, песчаники, алевролиты; 3 – темникская свита: трахандезиты, трахиты, трахирниолиты, риолиты, их лавобрекчи и туфы, конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, алевролиты; 4 – карбонатно-силикатные, сланцы и метапесчаники с прослоями биотитовых и серцицит-биотитовых сланцев; 5 – таширский комплекс, ранний мезозой; 6 – вторая фаза: 5 – среднезернистые и мелкозернистые граниты и лейкограниты, 6 – мелко-среднезернистые граниты, граносениты, 7 – первая фаза: среднезернистые биотитодержащие сениты и граносениты, 8 – дайки сенитов и диоритов, сенит-порфиров, граносенитов, фельзитов; 9, 10 – джидинский комплекс, ранний палеозой; 9 – третья фаза: средне-крупнозернистые граниты, 10 – первая фаза: габбродиориты, габбро и монцониты; 11 – кварц-полевошпат-тальвии-берtrandитовые тела; 12 – разломы; 13, 14 – месторождения и рудопроявления: 13 – флюорита, 14 – берилля

отвечает восточному флангу Западно-Забайкальской металлогенической провинции (см. рис. 3.2). Нырокская зона прослеживается в северо-восточном направлении на 300–320 км, ее ширина 90–150 км. В юго-восточной части зоны расположен Туркино-Ципиканский редкометальный рудный район, включающий Ауникское полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое, Амандакское торит-флюорит-фенакитовое месторождения и Верхне-Амандакское рудопроявление (рис. 3.4) [Назарова, 1965; Гинзбург и др., 1975, 1977]. Месторождения залегают в вулканико-терригенно-карбонатных породах в пределах герцинского наложенного прогиба [Руженцев и др., 2005; Гордиенко и др., 2010]. Пространственно месторождения ассоциируют с небольшими массивами щелочных гранитов.

Амандакское месторождение расположено в 7 км к северо-западу от пос. Багдарин на водоразделе рек Большая Кира и Амандак. Открыто оно было в 1958 году Мало-Амалатской партией при проведении геологической съемки 1:200 000 масштаба [Осокин и др., 1965] и изучалось В.Д. Камынным, В.Л. Супруном, Д.П. Шашкиным и др. Минеральный и петрографический состав пород и руд приведены в работе [Назаров, 1968], геохимическая характеристика в работе К.Б. Булиева [2006]. Амандакское месторождение является комплексным, включающим бериллиевые, tantalовые, литиевые и молибденовые руды, но промышленный интерес представляют только бериллиевые.

Ауникское месторождение было открыто в 1960 году Н.М. Фишевым. Его изучением занимались Е.И. Галанин, Т.Е. Вареник, А.Ф. Зуев, Л.П. Капустина. Данные по минералогии и петрографии пород и руд приведены в работах А.С. Назаровой [1965, 1968, 1969, 1970, 1975], по геохимии в работе К.Б. Булиева [2006].

Биту-Джидинская (Джида-Удинская) (Джида-Удинская) редкометально-флюоритовая металлогеническая зона включает Таширский рудный узел (см. рис. 3.2). Она расположена на юге Бурятии, на южных и юго-восточных отрогах хр. Малый Хамар-Дабан, в 9 км севернее пос. Ташир. Металлогеническая зона включает Нарынское и Таежное флюоритовые месторождения, а также среднее по масштабу Урминское гельвин-берtrandитовое месторождение и рудопроявления – Нижний Орелок, Убур-Ташир, Левобережное (рис. 3.5). Бериллиевое оруднение локализуется в пределах раннемезозойских гранитоидов таширского комплекса.

Урминское месторождение открыто в 1970-х годах. Оно изучалось геологами Бурятского геологического управления. Минеральный состав, петрография и геохимия бериллиевых руд и вмещающих гранитов наиболее полно описаны в работах М.И. Новиковой и Н.П. Заболотной [1989], а также И.И. Куприяновой [2011].

ГЛАВА IV

Бериллиевые месторождения Западного Забайкалья

4.1. Ермаковское берtrandит-фенакит-флюоритовое месторождение

Ермаковское месторождение берилля расположено в Западном Забайкалье, в юго-восточной части Бурятии в 160 км к восток-юго-востоку от г. Улан-Удэ и в 5 км от поселка Новокижингинск. Оно относится к берtrandит-фенакитовой рудной формации (геолого-промышленный тип – берtrandит-фенакит-флюоритовых метасоматитов), к флюорит-берtrandит-фенакитовому минеральному типу [Куприянова и др., 2011] (см. табл. 1). В строении Ермаковского рудного поля принимают участие интрузивные, изверженные, осадочные и метаморфические породы. Стратифицированные образования занимают около четверти площади рудного поля.

Необходимо отметить, что до начала 90-х годов Ермаковское месторождение было закрытым объектом. Наши исследования на нем были начаты в середине 90-х годов, когда верхняя часть месторождения уже была отработана, доступными для изучения оставались фрагменты I-й, II-й, V-й, XII-й, XVII-й, XVIII-й и XIX-й рудных зон на дне и в бортах карьеров, а также различные руды из отвалов месторождения. Наличие почти стометрового по глубине карьера позволило подробно изучить взаимоотношения разнообразных магматических пород.

Геологическое строение месторождения

Ермаковское месторождение расположено в пределах Удинско-Витимской зоны. В структуре каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) эта зона располагается между Баргузино-Витимским микроконтинентом на севере и Селенгинско-Становой зоной на юге [Гусев и др., 1995; Ярмолюк и др., 2000а; Ларин и др., 2014]. Удинско-Витимская зона на протяжении фанерозоя неоднократно вовлекалась в процессы тектono-магматической переработки. В геологическом строении зоны в основном участвуют комплексы в разной

степени метаморфизованных пород и массивы гранитоидов. Глубоко метаморфизованные породы представлены гнейсами и кристаллическими сланцами, условно относящимися к среднему протерозою. Эти породы прорваны гнейсовидными гранитами и гнейсогранитами заганского комплекса предположительно того же возраста. Менее метаморфизованные образования представлены карбонатно-терригенными толщами, относящимися к зун-муринской свите позднего рифея—венд. Кристаллическое основание зоны прорвано многочисленными интрузиями гранитоидов, которые разделены на условно разновозрастные комплексы — джидинский, баргузинский, витимканский, зазинский и др. Среди них преобладают нормальные граниты. Наиболее поздними в ряду гранитоидов этой части Забайкалья являются щелочные граниты и сиениты малокуналейского комплекса, возраст которых определен Rb-Sr методом в 220–233 млн лет [Рублев и др., 1976; Шергина и др., 1979; Литвиновский и др., 1995]. Среди других магматических пород региона их возрастными и вещественными аналогами являются вулканиты цаган-хунтейского бимодального (базальт-комендитового) комплекса [Воронцов и др., 2004]. Самые молодые геологические образования района — это вулканогенно-осадочные толщи, выполняющие позднемезозойские — кайнозойские впадины.

Ермаковское месторождение приурочено к небольшому блоку глубоко метаморфизованных условно протерозойских осадочных пород зун-муринской свиты (Pt sm?) [Геологическая карта..., 1968, 1975, 1977]. Блок окружен выходами гранитоидов (рис. 4.1, 4.2), варьирующими по возрасту от позднего протерозоя до позднего палеозоя [Гинзбург и др., 1975; Новикова и др., 1994]. Породы зун-муринской свиты метаморфизованы в условиях регионального метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации и ее наиболее высокотемпературной части — силлиманит-альмандин-ортоклазовой субфаации [Гинзбург и др., 1975]. Они слагают крупную синклинальную складку, определяющую во многом закономерности распределения рудных тел в пределах месторождения, в которой содержатся многочисленные дайки и крупные тела гранитоидов (см. рис. 4.1, 4.2).

С резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах зун-муринской свиты залегают позднетриасовые вулканогенно-осадочные породы цаган-хунтейской свиты. В Кижингинской мезокайнозойской впадине развиты нижнемеловые осадки и вулканиты сангинской свиты, перекрытые мощными четвертичными аллювиальными отложениями.

Наиболее ранними магматическими породами на месторождении являются средне-крупнозернистые габброиды и небольшие тела гнейсовидных гранитоидов, соотношения между которыми не установлены, а также дайки гранитоидов и пегматитов. На картах разного масштаба эти породы показаны как разные магматические комплексы. Так, на карте 1:5 000 000 масштаба гнейсовидные граниты относятся к заганскому комплексу [Геологическая карта..., 1977]. Габброиды на карте 1:500 000 масштаба относятся к артханскому комплексу, тогда как на карте 1:200 000 масштаба [Геологическая карта..., 1975] гнейсовидные граниты и габброиды отнесены к Хамардабанскому комплексу, а дайки мелкозернистых гранитов к джидинскому. На картах масштаба 1:50 000 и 1:2000 района месторождения гнейсовидные граниты отнесены к заганскому

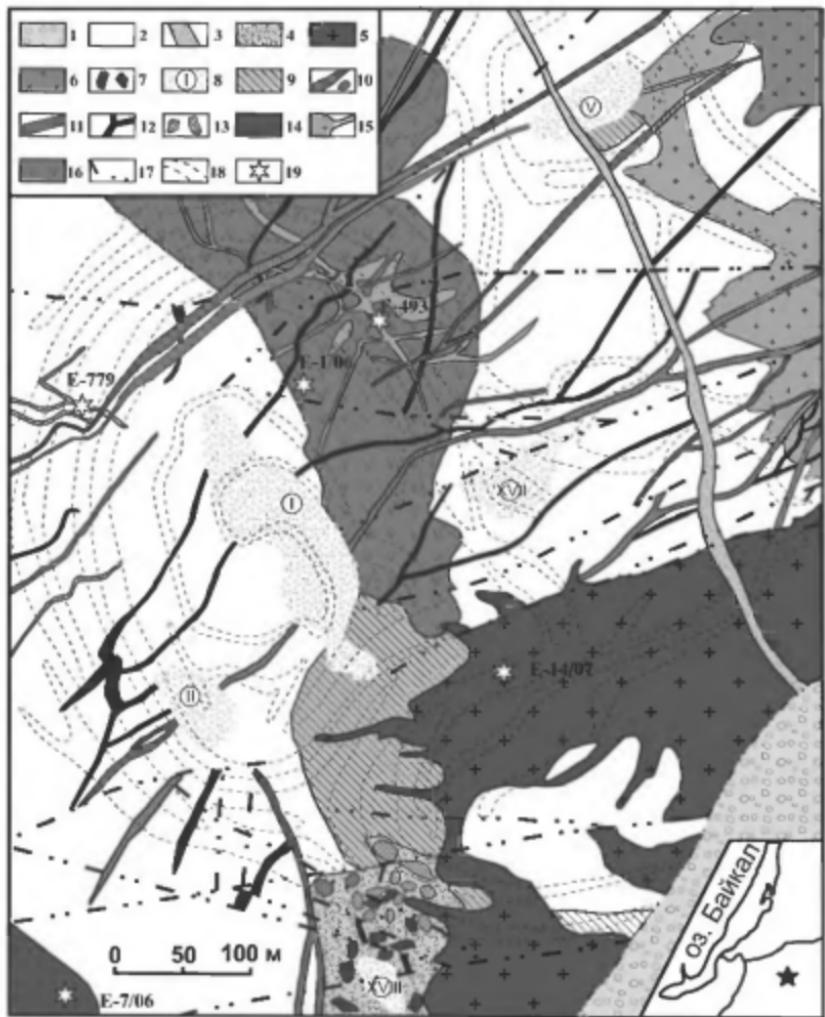


Рис. 4.1. Схема геологического строения Ермаковского месторождения, по [Гальченко и др., 1968; Гинзбург и др., 1975; Litvinovsky, 1995; Рейф и др., 1999] с дополнениями авторов.

1, 2 – осадочные породы: 1 – меловые, 2 – позднепротерозойские (?) зун-муринской свиты; 3–16 – магматические, метаморфические породы и бериллиевые руды месторождения: 3, 4 – пострудный этап (3 – дайка трахириолитов князкингского комплекса, 4 – меланж с обломками щелочных гранитов, сиенитов и базитов), 5–12 – сибирский этап (5 – лейкограниты массива «Шток» малокуналейского комплекса, 6 – сиениты массива «Сиенит», 7 – буднированные дайки щелочных гранитов из XVIII рудной зоны, 8 – рудные зоны и их номера, 9 – гранат-везуван-диопсидовые скарпы и скарпированные породы, 10 – дайки кислого состава, 11 – дайки монционитов, 12 – дайки базитов); 13 – форстеритовые скарпы; 14–16 – дорудный этап (14 – гнейсограниты заганского комплекса, 15 – дайки и небольшие тела мелкоэзернистых гранитов и пегматитов, 16 – габброниты); 17 – разрывные нарушения; 18 – уступы карьера; 19 – места отбора проб для U-Pb геохронологического датирования

ЮЗ

СВ

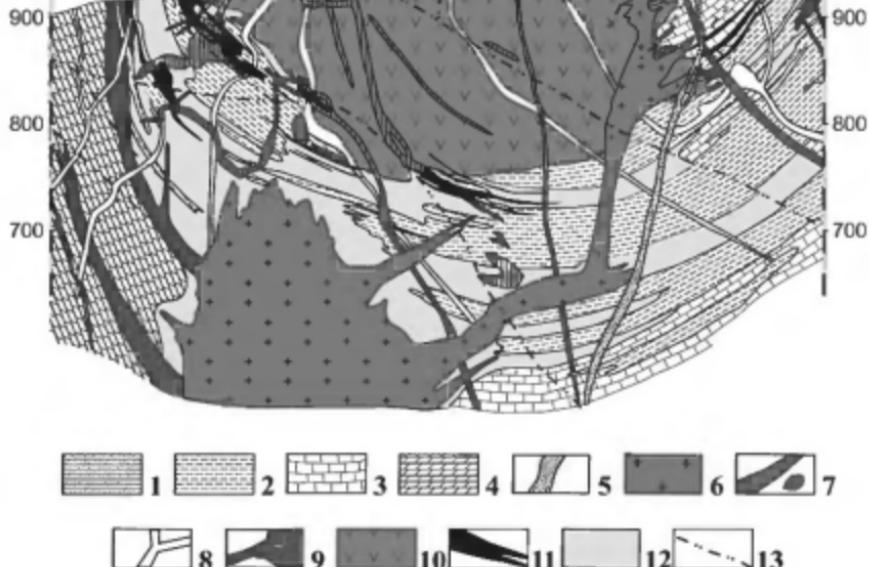


Рис. 4.2. Схема геологического строения Ермаковского месторождения, по [Гинзбург и др., 1975; Куприянова и др., 2009] с дополнениями авторов. Горизонтальный масштаб равен вертикальному.

1–4 – позднепротерозойские (?) осадочные породы зун-муриńskiej свиты: 1 – метаморфизованные песчаники, 2 – амфибол-пироксен-биотитовые сланцы, 3 – известняки, 4 – доломиты; 5–8 – мезозойские магматические породы: 5 – дайка трахириолитов кижининского комплекса, 6 – лейкограниты массива «Шток» малокуналейского комплекса, 7 – дайки кислого состава, 8 – дайки базитов; 9–10 – палеозойские магматические породы; 9 – непрорасщлененные гнейсограниты заганского комплекса и дайки, малые тела гранитондов, 10 – габброиды; 11 – флюорит-бериллиевые руды; 12 – гранат-веzuвиан-диопсидовые скарны и скарнированные породы; 13 – разрывные нарушения

комплексу, габброиды – к икатскому, а дайки мелкозернистых гранитов – к баргузинскому [Геологическая карта..., 1968].

Отметим, что гнейсовидные граниты слагают огромные поля, развитые вдоль всей южной периферии Ангаро-Витимского батолита – от перевала г. Улан-Удэ к оз. Байкал до северной части Читинской области и показанные на геологической карте масштаба 1:1 500 000 [1977] как раннепротерозойские породы малханского, заганского и других комплексов. В районе Заганского и Цаган-Хуртейского хребтов, расположенных к юго-западу от Ермаковского месторождения, подобные породы выделяются как заганский комплекс [Абрамович и др., 1988]. Малханский метаморфический комплекс, как правило, относят к протерозою, сложен он биотитовыми, биотит-роговообманковыми сланцами, кристаллосланцами, плагиогнейсами, амфиболитами, метаморфизованными в амфиболитовой фации [Козубова, 1960]. Заганский магматический комплекс

наблюдается в ядрах крупных куполообразных поднятий в осевых зонах Малханского, Заганского, Яблонового, Цаган-Хуртейского и других хребтов. Он включает биотитовые гнейсовидные граниты и полосчатые гранитогнейсы с переходами к плагиогранитам и кварцевым диоритам с более поздними телами лейкогранитов. Особенностью пород является тесная взаимосвязь с метаморфитами малханского комплекса и наличие гнейсовидных и директивных текстур [Маркина, 2004]. По данным Е.В. Склярова с соавторами [1997], гранитно-гнейсовые купола Забайкалья, в частности заганский комплекс, сравниваются с рифтогенными гнейсово-милонитовыми комплексами метаморфических ядер Северной Америки. Гнейсовидные граниты Ермаковского месторождения и его окрестностей по составу ближе всего к проявлениям заганского комплекса.

На Ермаковском месторождении также установлены проявления более молодого – мезозойского магматизма. Здесь широко распространены дайки малоукналейского комплекса, варьирующие по составу от базитов, сиенитов до кварцевых сиенитов и гранитов, включая щелочные [Геологическая карта..., 1968]. Кроме того, здесь выделены два штокообразных тела, одно из которых (массив «Шток») сложено калиево-полевошпатовыми лейкогранитами, иногда с эгирином [Рейф и др., 1999, 2008], другое (массив «Сиенит») щелочными арфведсонитовыми сиенитами.

Наиболее молодыми в пределах Ермаковского месторождения являются трахириолиты кижингинского комплекса, слагающие дайку, которая пересекает породы всех более ранних магматических комплексов.

Стратификация пород

Зун-муринская свита на Ермаковском месторождении слагает останец 2.5×2 километра в поле развития более молодых интрузивных пород [Геологическая карта..., 1968, 1975, 2004]. Свита, общая мощность которой составляет 710–950 м, подразделяется на три пачки: нижнюю (пачка 1), среднюю (пачка 2) и верхнюю (пачка 3) (рис. 4.2, 4.3). Нижняя пачка сложена преимущественно доломитами, средняя – чередованием известняков и алюмосиликатных пород, верхняя – алюмосиликатными породами с отдельными слоями известняков. Разрез свиты имеет ритмичное строение. Каждый ритм начинается с известняков, сменяющихся вверх по разрезу чередованием карбонатных и алюмосиликатных пород, и затем алюмосиликатными породами. Общее количество алюмосиликатного обломочного материала увеличивается к верхним частям свиты, самый верхний слой сложен метапесчаниками, что свидетельствует о постепенном уменьшении глубины бассейна осадконакопления. Химический анализ осадочных пород приведен в табл. 3 и 5.

Среди известняков выделяются как чисто карбонатные разности, слагающие наиболее мощные пласты, так и разности с примесью алюмосиликатного материала, обычно находящиеся в переслаивании со сланцами. Известняки состоят на 80–95% из изометрических, реже удлиненных зерен кальцита размером от 0.2 до 4 мм, кроме кальцита, присутствуют диопсид, флогопит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц, апатит, сфеин, гранат, скаполит, пирит. Количество этих минералов варьирует от 5 до 20%.

Возраст	Пачки	Индекс	Горизонты	Колонка	Мощность, м	Породы
	Пачка 3	Pt sim (?)	XIII		40-100	Метаморфизованные песчаники диопсид-полевошпат-кварцевые с прослоями и линзами амфибол-диопсид-биотит-кварцевых сланцев и кристаллических известняков.
			XII		40-50	Амфибол-диопсид-биотит-кварцевые сланцы с прослоями метаморфизованных песчаников и кристаллических известняков.
			XI		40	Кристаллические известняки.
			X		20	Амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовые сланцы.
			IX		20-30	Чередование кристаллических известняков (преобладают) и амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовых сланцев.
			VIII		30-40	Амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовые сланцы с редкими линзами кристаллических известняков.
			VII		20	Кристаллические известняки.
	Пачка 2	Pt sim (?)	VI		40	Чередование амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовых сланцев (преобладают) и кристаллических известняков.
			V		30	Чередование кристаллических известняков (преобладают) и амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовых сланцев.
			IV		15	Кристаллические известняки.
			III		15	Амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовые сланцы.
			II		50	Чередование кристаллических известняков и амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовых сланцев.
	Пачка 1	Pt sim (?)	I		350-500	Кристаллические доломиты с отдельными прослоями амфибол-диопсид-биотит-плагиоклазовых сланцев. Остатки плохой сохранности водорослей <i>Ostrea</i> .

Рис. 4.3. Сводная стратиграфическая колонка осадочно-метаморфических пород Ермаковского месторождения [Куприянова и др., 2009]

Сланцы, как правило, находятся в тесном переслаивании с известняками. По особенностям минерального состава сланцев различаются биотит-плагиоклазовые, амфибол-биотит-плагиоклазовые, диопсид-биотит-плагиоклазовые, диопсид-плагиоклазовые и амфибол-диопсид-биотит-кварцевые разновидности.

По данным В.И. Гальченко, в породах зун-муринской свиты в долине р. Зун-Шибир обнаружены остатки водоросли *Osagia*, свидетельствующие о ее рифей-вендинском возрасте [Геологическая карта..., 1975].

Цаган-хуртейская свита обнажается к северо-западу от Кижингинской впадины (рис. 3.3). В районе месторождения отмечаются два поля развития вулканитов, а также отдельные вулканические постройки [Гордиенко, 1987]. Первое поле образует полосу в юго-западной части района, которая протягивается в северо-восточном направлении на расстояние 10 км при ширине до 2,5 км и мощности до 2 км. Второе располагается севернее, в центральной части Ермаковского рудного поля, имеет изометричные контуры [Геологическая карта..., 1968, 1975], его площадь достигает 30 км². Свита представлена лавами и туфами основного, среднего и кислого составов с редкими маломощными линзами тонкослоистых туффитов и туфопесчаников. В разрезах вулканической толщи преобладают излияния комендитов, в подчиненном количестве отмечаются трахибазальты, трахиандезиты, андезиты [Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 2004, 2007].

Комендиты образуют грибообразные экструзивные тела, сложенные массивными, реже флюидальными лавами, а также разделяющими их игнимбритами и спекшимися туфами. В комендитах обычны редкие мелкие фенокристаллы кварца и полевых шпатов. Кроме того, отмечается частое присутствие богатого эгириновым миналом клинопироксена, местами совместно с натровым амфиболом ряда рибекит-арфведсонит. Базис микрофельзитовый и микрогранофировый.

Трахибазальты – темные афировые породы. На фоне тонкозернистого, существенно пироксен-плагиоклазового базиса отмечены мелкие фенокристы магнезиального оливина (Fo 70-78), авгита, реже лабрадора (An 64-66). В андезитах и трахиандезитах основная масса сложена преимущественно мелкими лейстами плагиоклазов разного состава. Наиболее кислые разности представлены олигоклазом (An 28-30), основные – лабрадором (An 60-70). Интерстиции между кристаллами плагиоклазов заняты клинопироксеном (10–20%), базальтической роговой обманкой, стеклом (10–15%) и K-Na полевым шпатом (в трахиандезитах).

Соотношение слагающих свиту пород сильно изменяется в пространстве. Свита характеризуется сильной фациальной изменчивостью по простиранию и нечеткой стратификацией. Общая ее мощность составляет 300–400 м. Свита в юго-западном поле залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на зун-муринской свите, а в центральном породы ее подошвы замещены более поздними гранитоидами.

Санганская свита заполняет Кижингинскую мезокайнозойскую впадину и залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на более древних интрузивных породах. Впадина имеет северо-восточное (40–50°) простижение,

ширина ее в западной части 3–5 км, в восточной – 8–9 км. Она повсеместно имеет четкие тектонические ограничения. Для сангинской свиты характерен разнообразный состав слагающих ее пород, преимущественно это конгломераты (от глыбовых, валунных до мелкогалечных), гравелиты, песчаники, алевролиты и базальты. Общая мощность свиты составляет 1050–1200 м. На отдельных участках в породах присутствует большое количество остатков *Valvata turgensis Martins*. Возраст свиты определен по ним как раннемеловой.

Четвертичные отложения представлены аллювием и распространены в долинах рек Кижинги и Уды. Наиболее мощная аллювиальная толща описана в долине р. Кижинга, территориально совпадающей с Кижингинской впадиной. Мощность аллювия здесь иногда превышает 200 м.

Магматические породы

Большая часть площади Ермаковского рудного поля занята интрузивными породами. На основании детальных геологических исследований нами выделены три магматических этапа: дорудный, синрудный и пострудный [Лыхин и др., 2001, 2010а]. К первому относится массив габброидов (рис. 4.1, 4.2), дайки и малые тела гранитоидов и пегматитов, а также гнейсограниты заганского комплекса, к второму – штокообразные массивы щелочных кварцевых сиенитов «Сиенит», щелочных лейкогранитов «Шток» и различные по составу дайки малокуналейского комплекса, которые, как будет показано ниже, формировались одновременно с процессами рудообразования. Пострудный этап на месторождении представлен дайкой трахирнолитов кижингинского комплекса.

Дорудный магматический этап

Габброиды дорудного этапа образуют ксенолиты размером до 1.5 км и более в гранитоидах заганского и витимканского комплексов, а также согласные межпластовые тела в метаосадках зун-муринской свиты [Геологическая карта..., 1968, 1975].

На Ермаковском месторождении габброиды слагают согласно расположение межпластовое тело. Оно имеет форму полумесяца, которую приобрело при смятии вмещающих карбонатно-терригенных пород зун-муринской свиты, образующих синклинальную складку. Вблизи контактов в габброидах наблюдаются ксенолиты вмещающих пород. В габброидах отмечается полосчатость и разгнейсование, параллельные контактам тела. Габброиды подвергались воздействию разнообразных постмагматических процессов. В них фиксируются метаморфические преобразования, интенсивно развита скаполитизация, скарнирование, карбонатизация и флюоритизация. По данным А.И. Гинзбурга [1975], на месторождении развиты габбро-диориты реже диориты, нами диориты не были встречены, возможно, они находились в верхних горизонтах карьера, которые к данному моменту уже отработаны.

Породы заганского комплекса представлены субшелочными, биотитовыми лейкогранитами, образующими межпластовые тела в южной и северной частях месторождения. Характерной их особенностью является гнейсовидность, иногда пофировидность. Часто наблюдаются пегматитовые обособления.

К дорудным в пределах месторождения отнесены также мелко-среднезернистые гранитоиды малых тел и даек. Они широко распространены и достаточно разнообразны, варьируя по составу от субщелочных и щелочных гранитов до кварцевых сиенитов и пегматитов. Простирание даек преимущественно северо-восточное, реже широтное. Они прослеживаются на десятки – первые сотни метров, мощность их варьирует от 1–2 м до 10–16 м. Дайки секут габроиды и вмещающие их метаморфические породы зун-муринской свиты и местами совместно с последними вовлечены в складчатые деформации.

Синрудный магматический этап

На Ермаковском месторождении малокуналейский комплекс представлен двумя малыми штокообразными телами – массивами «Шток» (щелочные лейкограниты) и «Сиенит» (щелочные кварцевые сиениты), а также различными по составу дайками: базитами, граносиенитами и щелочными гранитами, вынужденными вдоль зоны разломов, обрамляющих Кижингинскую впадину. Массивы «Шток» и «Сиенит» имеют площадь менее 0,5 км² каждый.

Массив «Шток» щелочных лейкогранитов обнажается в юго-восточной части Ермаковского месторождения и имеет сложную конфигурацию, которая обусловлена внедрением магматического расплава в узел пересечения тектонических нарушений близширотного, северо-западного и близмеридионального направлений (см. рис. 4.1, 4.2). Контакты его с вмещающими породами крутые. Массив сопровождается межпластовыми апофизами широтного направления, которые на глубине 100–150 м от поверхности отходят от основного тела. На этой глубине лейкограниты образуют вытянутое в северо-восточном направлении тело протяженностью 1000–1200 м при ширине 300–400 м [Новикова и др., 1994]. В основном массив сложен лейкогранитами и субщелочными гранит-порфирами, иногда эгириносодержащими. На контакте с вмещающими породами и в маломощных апофизах породы представлены кварцевыми сиенитами и сиенитами. По данным Ф.Г. Рейфа с соавторами [1999], в массиве «Шток» выделяются три разновидности пород. Первая встречается в виде гнезд и линз (от 3 см до 1,5 м в поперечнике), характеризуется мелкозернистой основной массой с небольшим количеством фенокристов калиевого полевого шпата и кварца. Вторая, доминирующая, представлена порфировидными щелочными лейкогранитами с менее мелкозернистой основной массой, чем первая, и большим количеством фенокристов калиевого полевого шпата и кварца. Третья образует дайкоподобные тела, обогащенные эгирином (3–5%), и характеризуется отсутствием или малочисленностью фенокристов. Такие же дайкообразные тела присутствуют в виде будинированных обломков в меланже, развитом в XVIII рудной зоне. Первая и третья разновидности пород встречаются редко.

В «Штоке» лейкогранитов встречаются пегматиты в виде гнезд, линз и маломощных (10–50 см) выклинивающихся жил протяженностью до 5–7 м по горизонтали и не более 30 м по вертикали [Рейф и др., 1999]. Большинство пегматитов сосредоточено в верхних горизонтах, вблизи контактов с вмещающими породами (рис. 4.4а). Ф.Г. Рейфом [1999] также описаны сегрегации флюорита в шлировых пегматитах массива «Шток» (рис. 4.4б, в). Предполагается, что эти

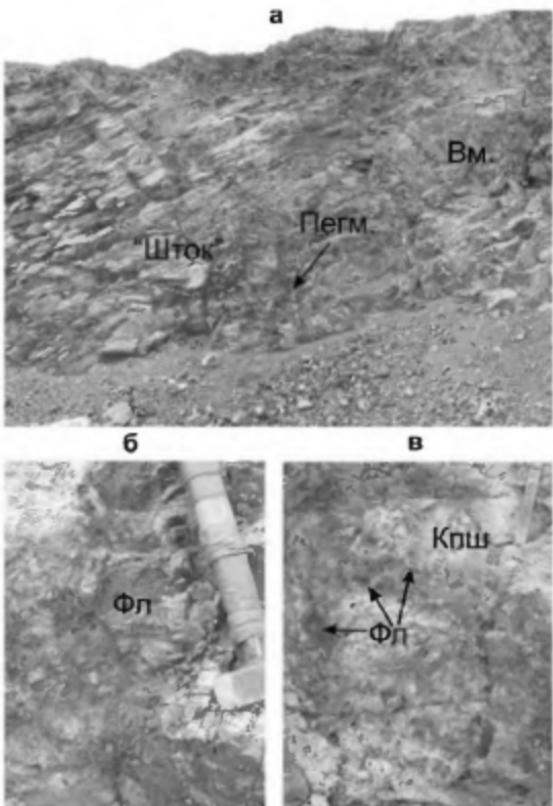


Рис. 4.4. Пегматиты верхних горизонтов массива «Шток».
а – пегматиты на контакте массива «Шток» с вмещающими осадочными породами (ВМ); б, в – флюорит в пегматитах

сегрегации, синтетические с образованием пегматитов, могли быть источниками рудоносных флюидов на месторождении. Однако этому предположению противоречит отсутствие в них в отличие от рудных тел, бериллиевой минерализации. Лейкограниты массива «Шток» не содержат рудных тел и не контактируют с ними. Мы полагаем, что массив «Шток» образовался одновременно и близко по времени с оруденением и поэтому отнесен нами к синрудному этапу [Лыхин и др., 2001].

В северо-восточной части месторождения (см. рис. 4.1) расположено штокообразное тело щелочных сиенитов (массив «Сиенит»), имеющее сложное строение и явно интрузивный облик. В работе А.И. Гинзбурга с соавторами [1975] и И.И. Куприяновой [2009] массив «Сиенит» описан как метасоматиты (микроклиниты), которые развиваются по вмещающим породам зун-муринской свиты, а также по гранитам и габброидам. По химическому составу породы массива «Сиенит» совпадают с микроклинитами [Куприянова и др., 2009].

Дайки синрудного этапа очень разнообразны и по составу варьируют от базитов через щелочные кварцевые сиениты до лейкогранитов со всеми переходными разностями. Дайки преимущественно выполняют трещины северо-восточного, реже близмеридионального направлений с крутыми углами падения,

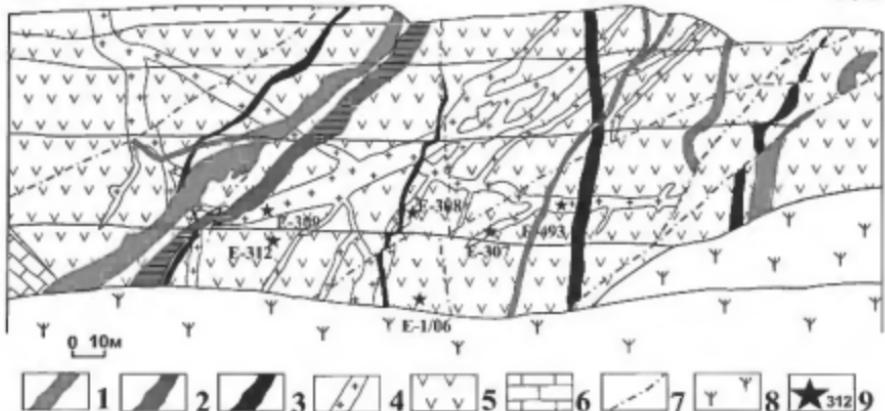


Рис. 4.5. Схема строения стенки Ермаковского карьера.

1–3 синрудный магматический этап: 1 – дайки кислого состава, 2 – дайки монцонитов, 3 – дайки базитов; 4, 5 – дорудный магматический этап: 4 – мелко-среднезернистые дайки гранитов, 5 – массив габбродоритов; 6 – доломитизированные известняки зун муринской свиты; 7 – разрывные нарушения; 8 – осыпавшиеся и задернованные участки карьера; 9 – точки отбора проб и их номера

меняющимися по простиранию даек (см. рис. 4.1, 4.2). Они прослеживаются на сотни метров и имеют мощность от 1–2 до 15 м. При общем близпараллельном развитии даек наблюдаются их изгибы и ветвления.

Соотношения разнообразных по составу даек на месторождении лучше всего прослежено в северо-восточной стенке главного карьера (рис. 4.5). Ранние дайки, как уже отмечалось, относятся к дорудному этапу. Все другие генерации даек месторождения, относящиеся к синрудному и пострудному этапам, секут эти ранние дайки гранитов. Дайки базитового состава (в том числе и монцониты) пересекают ранние дорудные дайки гранитондов, но, в свою очередь, секутся дайками сиенитового и гранитного составов. Эти дайки кислого состава – наиболее распространенные и отнесены к малокуналейскому комплексу. Все перечисленные дайки секутся дайкой трахириолитов кижингинского комплекса, отвечающей пострудному магматическому этапу (см. рис. 4.1).

Особо следует сказать о скарнах, которые достаточно разнообразны в пределах Ермаковского месторождения. Форстеритовые скарны (см. рис. 4.6в,г) встречаются в виде обломков и представляют собой темно-бурые, мелкозернистые, массивные породы, состоящие из оливинина, а также небольшого количества карбоната и магнетита. Оливин составляет 80–85% объема породы и представлен форстеритом, образует зерна неправильной формы размером от 0.3 до 2.5 мм, по краям зерна часто бурые, что обусловлено выделением оксидов железа. Оливин иногда почти полностью замещается серпентином с образованием ячеистой, петельчатой структуры. Нами обнаружены также андрадит, диопсид, перовскит и пирофанит, который характерен для богатых марганцем метаморфических и метасоматических минеральных ассоциаций.

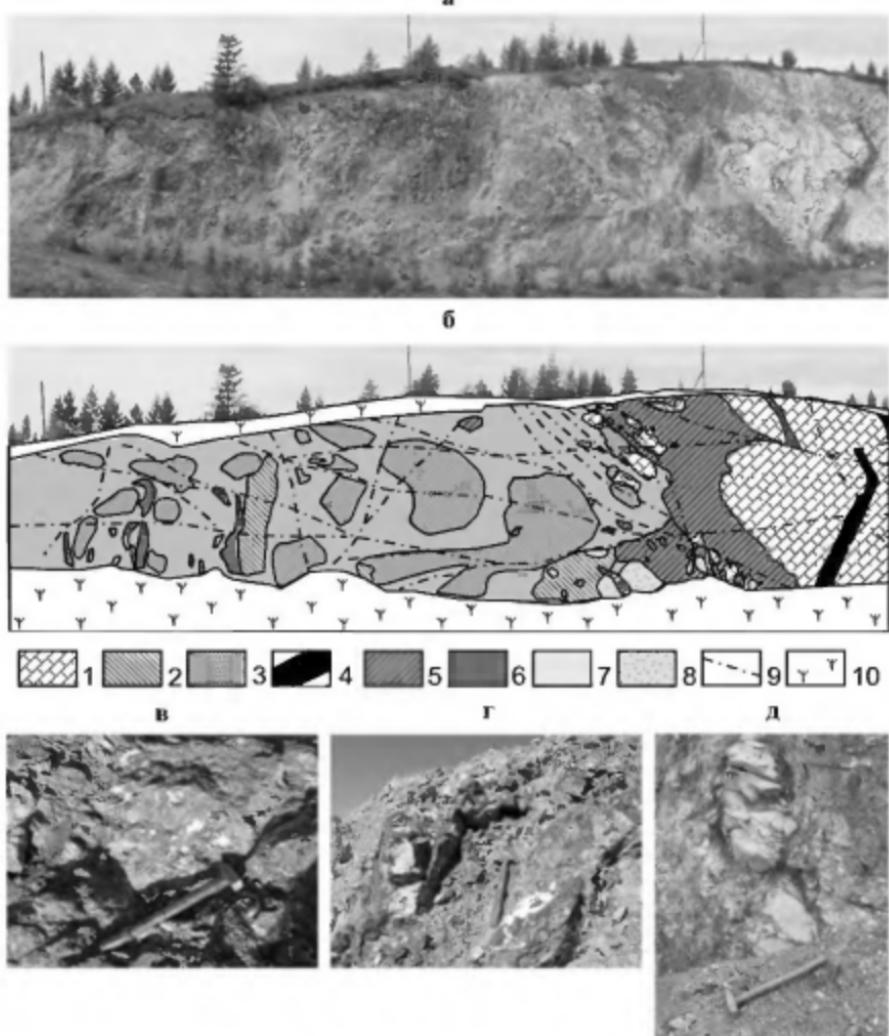


Рис. 4.6. Строение южной стенки Ермаковского карьера.

а – общий вид (фото); б – схема строения: 1 – известняки; 2 – скарнированные сланцы; 3 – форстеритовые скарны; 4 – дайка базитов; 5 – дайка и ксенолиты сиенитов; 6 – будины щелочных гранитов; 7 – меланж; 8 – слюдиды; 9 – разломы; 10 – осипавшиеся и задернованные участки; в, г – форстеритовые скарны; д – будины щелочных гранитов

Помимо форстеритовых скарнов, возраст и происхождение которых до конца не выяснены, на месторождении широко распространены известковые скарны и скарнированные породы. Скарны распространены в основном вдоль массива «Шток» и его апофиз и развиваются по метаосадочным и интрузивным породам. Наиболее благоприятны для скарнирования известняки.

Мощность зоны скарнирования изменяется от 0,1 м в метапесчаниках до 200 м в известняках. Скарны представляют собой массивные, пятнисто-массивные, грубополосчатые породы серовато-зеленого цвета. Главными породообразующими минералами являются диопсид, гранат и везувиан. По количественным соотношениям этих минералов выделяют диопсидовые, гранат-диопсидовые, гранат-диопсид-везувиановые разновидности. В переменных количествах в скарнах содержатся кальцит, флогопит, альбит, калиевый полевой шпат, волластонит, эпидот, скapolит, кварц, апатит, сфен; реже встречаются флюорит, магнетит, гематит, сфалерит, галенит, пирит, молибденит, ортит. По данным изучения включений в скарновых минералах температура их образования варьирует в интервалах 820–720 °С [Швадус, 1979], 445–400 °С [Косалс, 1978].

Положение скарнов не совсем ясно, возможно, что часть из них были образованы еще при внедрении дорудного массива габброидов.

Пострудный магматический этап

Самой молодой на Ермаковском месторождении является дайка трахириолитов. Она относится к кижингинскому комплексу [Геологическая карта..., 1968]. Ее строение достаточно однородно. Дайка имеет юго-восточно–северо-западное простиранье и контролируется одной из систем разрывных нарушений (см. рис. 4.1, 4.2). Трахириолиты пересекают все интрузивные тела, взаимоотношение их с осадками сангинской свиты не установлено.

Руды месторождения

Зоны флюорит-бериллиевого оруденения относительно выдержаны по простираннию и падению и приурочены к южному и северному крыльям, в меньшей мере к ядерной части синклинальной складки Ермаковского месторождения (см. рис. 4.1, 4.2). По данным [Гинзбург и др., 1975; Новикова и др., 1994], рудные пласты залегают согласно с вмещающими метаосадочными породами. Преобладающее простиранние их субширотное (270–290°), падение на север (в южном крыле) и на юг (в северном крыле складки) под углами 45–70°. Положение рудных зон контролируется и определяется элементами залеганиярудовмещающих пород. Зоны повторяют как строение всей складки, так и флексураобразные и отдельные складчатые структуры более высоких порядков, иногда развивающиеся на ее крыльях.

Оруденение локализуется на участках межпластовых разрывных нарушений, связанных с внедрением даек. По данным А.И. Гинзбурга [1975], руды образуют в основном согласные с вмещающими породами пласто- и линзообразные зоны, которые объединяют несколько рудных тел, мощность которых варьирует от единиц до первых десятков метров, протяженность – от десятков до сотен метров, распространенность достигает глубин до сотен метров. Рудные тела характеризуются невыдержанной мощностью, сопровождаются резкими раздувами и пережимами, обусловленными как строением пачки метаосадочных пород, вмещающих оруденение, так и экранирующим влиянием многочисленных дорудных даек и зон разломов. Благоприятными структурами для локализации оруденения являются контакты карбонатных и алюмосиликатных

пород, участки наибольшего развития тектонических нарушений и пород с различными физико-химическими свойствами.

По данным А.И. Гинзбурга с соавторами [1975], М.И. Новикова с соавторами [1994], минеральный состав руд и их текстурно-структурные особенности зависят от положения рудных зон в разрезе месторождения и типа вмещающих пород. Бериллиевое оруденение в основной массе представлено апоизвестняковыми, в меньшей мере апоскарновыми метасоматитами и жилами, а по морфологическим и количественным соотношениям бериллиевых минералов и флюорита делятся на сплошные (массивные) и прожилково-вкрашенные. Сплошные флюорит-бериллиевые и бериллиевые руды с относительно высоким содержанием бериллия и флюорита или только бериллия слагают основную массу рудных зон в известняках. Прожилково-вкрашенные руды характеризуются более низкими содержаниями полезных компонентов и приурочены к различным породам. Преобладающее распространение имеют сплошные руды, преимущественно развитые в верхних и центральных частях рудных тел. Вкрашенное и прожилково-вкрашенное оруденение локализовано между телами массивных руд.

В результате геологических исследований, проведенных сотрудниками ВИМСа под руководством А.И. Гинзбурга, была установлена определенная минералогическая зональность рудопроявлений на месторождении в зависимости от состава вмещающих пород и положения рудных зон относительно магматических тел гранитоидов. В пачке переслаивания известняков и сланцев на удалении от «Штока» лейкогранитов в послойных флюоритовых залежах присутствуют фенакит и берtrandит. При этом на участках, расположенных ближе к штокам, и в поверхностных горизонтах преобладает берtrandит, а на удалении от штоков и на глубине – фенакит. В местах преобладания диопсид-везувиановых скарнов преимущественным развитием пользуется фенакит. В непосредственной близости от апофиз «Штока» гранитоидов в скарнах обнаружен мелинофан, а в известках – эвидимит, мелинофан и лейкофан. Гельвин на месторождении имеет небольшое распространение, он развит локально, в зонах минерализованных скарнов.

При общей выдержанности состава и относительной протяженности по простиранию и падению рудные зоны имеют сложное строение и, как правило, вмещают несколько рудных тел [Гинзбург и др., 1975]. Так, в пределах главного карьера, в южной стенке и на его самом глубоком горизонте, залитом озером, встречаются остатки наиболее богатой I-й рудной зоны (см. рис. 4.1). Это богатые флюорит-фенакитовые и берtrandит-флюоритовые руды. На дне в юго-западной части карьера встречаются фрагменты руд II-й рудной зоны, это флюорит-калиевополевошпатовые породы со сферолитами радиально-лучистого фенакита. В восточной части карьера на горизонте 886 вскрыты бедные кварц-флюорит-калиевополевошпатовыми руды XVII-й зоны. В южной части месторождения за пределами главного карьера эвидимит-флюоритовые руды XVIII-й зоны. В северной части месторождения на дне небольшого карьера развиты существенно сульфидно-флюоритовые руды V-й зоны. Небольшие фрагменты XIX-й рудной зоны встречены нами в северной части месторождения за пределами главного карьера, это кварц-карбонат-флюорит-

калиевополевошпатовые руды. Также за пределами главного карьера в восточной части месторождения недалеко от массива «Сиенит» небольшим карьером вскрыты барит-кварц-флюоритовые руды XII-й зоны. Остальные рудные зоны либо отработаны, либо расположены на периферии месторождения.

Петрографо-минералогическая характеристика магматических пород и руд

Магматические породы

Дорудный магматический этап

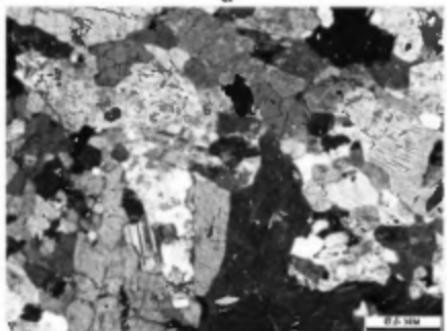
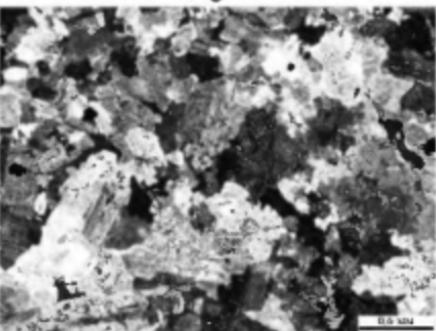
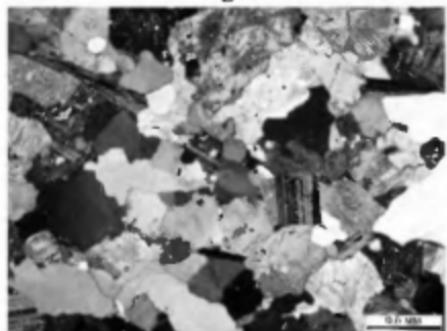
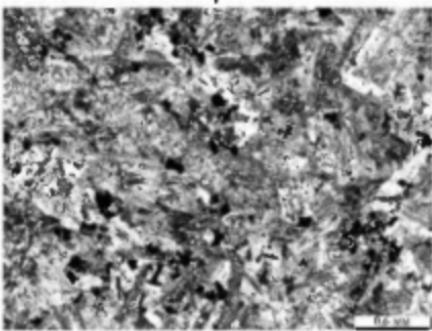
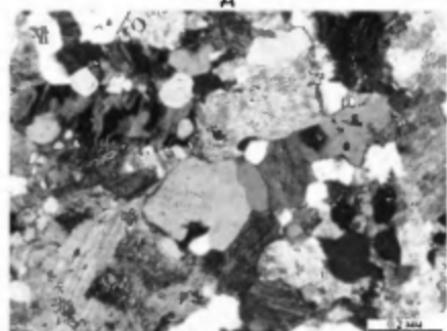
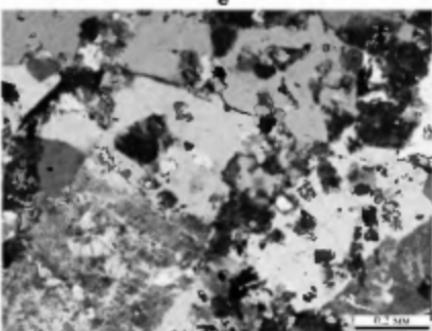
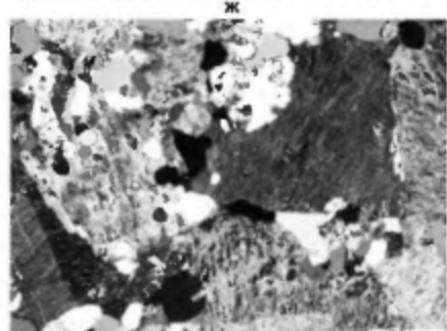
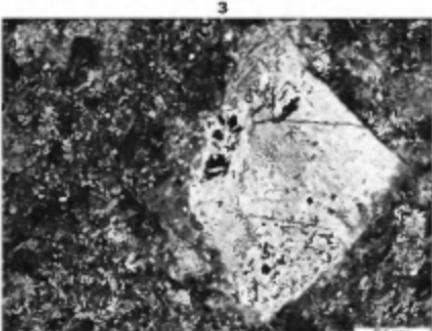
Габброиды (табл. 3, 4, обр. Е-206, Е-305, Е-312, Е-404, Е-404/1, Е-780) представляют собой средне-крупнозернистые кристаллические породы массивной, массивно- пятнистой, реже грубополосчатой текстуры, зеленовато-бурой окраски (рис. 4.7а). Главные минералы – роговая обманка (20–35%), монохлинный пироксен (15–20%), плагиоклаз (андезин № 30) (40–60%), биотит (5–15%); второстепенные и акцессорные – калиевый полевой шпат, кварц, апатит, сфеен, циркон, скаполит, кальцит, эпидот, хлорит, пирит, магнетит, ильменит. Характерны значительные вариации содержания главных минералов. Содержание темноцветных минералов колеблется от 20 до 60% (в среднем 40–45%). Плагиоклаз сильно серицитизирован и скаполитизирован. По плагиоклазу часто неравномерно развивается более поздний калиевый полевой шпат, как правило, сильно пелитизированный.

Субщелочные, щелочные граниты, кварцевые сиениты и пегматиты дорудных даек (табл. 3, 4, обр. Е-307, Е-308, Е-309, Е-493, Е-768/5, Е-779, Е-781, Е-812, Е-827, Е-836) имеют порфировидную реже равномернозернистую, среднезернистую структуру. Граниты имеют переменный минеральный состав. Главными минералами являются калинатровый полевой шпат (15–30%), кварц (20–35%), плагиоклаз (25–35%) – олигоклаз (An 15%). Темноцветные минералы представлены биотитом и амфиболом, количество которых варьирует от 5 до 15–20%, по ним часто развивается хлорит (рис. 4.7б). Акцессорные минералы – апатит, циркон, магнетит. Для кварца характерно волнистое погасание, он ксеноморфный. Плагиоклаз часто серицитизирован.

Гнейсограниты (см. табл. 3, 4, обр. Е-7/06, Е-499, Е-792, БКЛ-564) имеют изменчивый минеральный состав. Они состоят из кварца (20–35%), калинатрового полевого шпата (10–25%), таблитчатого плагиоклаза (20–50%), олигоклаза An 13%, биотита (5–10%, в обр. Е-7/06 до 15%), который часто замещен хлоритом, мусковита (до 5%), очень редко роговой обманки. Плагиоклаз

Рис. 4.7. Фотографии шлифов магматических пород (николи скрещены).

а – габброиды (обр. Е-312); б – граниты даек (обр. Е-493); в – гнейсограниты (обр. Е-499); г – базит из дайки (обр. Е-339); д – дайка щелочных гранитов (обр. Ер-3/95); е – сиенит из массива «Сиенит» (обр. Е-478); ж – лейкогранит из массива «Шток» (обр. Ер-1/95); з – трахириолит из дайки (обр. Е-228)

а**б****в****г****д****е****ж****з**

часто соссюритизирован, а КПШ пелитизирован (рис. 4.7в). Аксессорными и второстепенными минералами являются апатит, рутил, циркон и пирит. Гранитоиды имеют мелкозернистую, переходящую в средне- и крупнозернистую, неравномернозернистую до порфировидной структуру. Текстура, в основном, гнейсовидная, реже массивная. Гнейсовидность обусловлена ориентированным расположением чешуй биотита. Гранитоиды, как правило, слабо окварцованны.

Синрудный магматический этап

Дайки базитов – монцодолериты, микромонциониты (см. табл. 3, 4, обр. Е-315, Е-336, Е-339, Е-362, Е-390, Е-405, Е-805) имеют темную, серовато-зеленую окраску, массивную текстуру, микро-мелкозернистую, иногда порфировидную (монционит-порфирыты) структуру. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз, роговая обманка, эгирин-авгит, ильменит, акссесорными – апатит, рутил. Породы достаточно сильно изменены постмагматическими процессами. Вторичная минерализация представлена эпидотом и карбонатными минералами (рис. 4.7г).

Плагиоклаз слагает до 70% объема породы и представлен зональным андезином (An 37%) с прямой зональностью. Он образует удлиненные таблитчатые кристаллы размером от 0,1 до 1 мм в базисе или вкрапленники размером до 6 мм. Плагиоклаз сильно изменен. Вторичные минералы представлены агрегатом соссюрита, по периферии кристаллов нередко развивается альбит. Роговая обманка образует ксеноморфные выделения размером до 1 мм. Ее количество варьирует от 10 до 30%. Эгирин-авгит образует идиоморфные игольчатые и удлиненно-призматические кристаллы размером до 0,6 мм, плеохроирующие от светло-коричневого (N_g) до темно-бурового (N_p) цветов. Содержание эгирина изменяется от 0 до 10%.

Дайки сиенитов (см. табл. 3, 4, обр. Е-2, Е-4, Е-16, Е-313, Е-769/2) чаще всего встречаются в V зоне, а наиболее обнажены при въезде в главный карьер на северном окончании XVIII рудной зоне, где дайка сиенитов является своеобразным экраном на границе доломитизированных известняков со «слюдитами» и меланжем с форстеритовыми скарнами. Сиениты представляют собой розоватые мелкозернистые, массивные породы часто сильно карбонатизированные. Состоят они из таблитчатых кристаллов микроклин-пертита, плагиоклаза, кварца и эгирина в разных количественных соотношениях (микроклин – 60–90%, олигоклаз (№ 15) – 2–10%, кварц – 0–10%, количество эгирина, равномерно распределенного в породе, доходит до 10%). Аксессорными минералами являются сфен и циркон.

Дайки субщелочных гранитов по составу аналогичны дайкам массива Шток. Они представлены лейкогранитами и отличаются отсутствием вкрапленников (см. табл. 3, 4, обр. Е-2-95, Е-402, Е-456, Е-457, Е-765/2, Е-765/8, Е-830, Е-831, Е-835). Породы сложены кварцем (20–30%), калинатровым полевым шпатом (50–60%), плагиоклазом (10–20%), с акссесорными минералами – апатитом, цирконом, сферулитом. Текстура пород массивная, структура аллотриоморфнозернистая. Кварц образует ксеноморфные выделения размером до 3 мм и заполняет интерстиции между кристаллами полевых шпатов. Угасание кварца мозаичное. Калинатровый полевой шпат представлен

микроклином с четко выраженной решеткой в ядрах кристаллов. Кристаллы таблитчатой формы плохо огранены, имеют размер от 0.3 до 1.5 мм. По микроклину в ядрах кристаллов развиваются вторичные глинистые минералы, краевые части кристаллов изменены значительно меньше. Плагиоклаз образует таблитчатые плохо ограненные кристаллы и ксеноморфные выделения размером 0.5–2 мм. По составу он отвечает олигоклазу (An 12%). Вторичные минералы представлены серицитом, некоторые зерна плагиоклаза полностью серицизированы. Среди акцессорных минералов преобладают циркон и апатит. Циркон образует удлиненные дипирамидальные кристаллы размером до 0.1×0.5 мм, апатит – изометричные выделения размером до 0.3 мм. В породах отмечаются единичные зерна биотита размером до 0.5 мм. Сфен образует сильно вытянутые кристаллы ромбического сечения размером 0.1×0.8 мм.

Дайки эгириновых гранитов (см. табл. 3, 4, обр. Е-24, Е-95/3, Е-3-95, Е-215, Е-219, Е-311, Е-765/1, Е-769/1) развиты на южном фланге месторождения в XVIII рудной зоне. Они достаточно автономны и не являются эндоконтактовыми фациями лейкогранитов массива «Шток» (рис. 4.7д). Это мелко-среднезернистые зеленовато-серые породы, по минеральному составу они похожи на щелочные кварцевые сиениты массива «Сиенит» и состоят из калинатрового полевого шпата, кварца, эгирина и плагиоклаза, акцессорные – апатит, сфен, циркон. Сфен образует ромбические кристаллы размером 0.1×0.4 мм. Текстура пород массивная, структура – аллотриоморфнозернистая. Калинатровый полевой шпат слагает от 60 до 80% объема пород и представлен микроклин-пертитом с вростками альбита. Кристаллы микроклин-пертита имеют неясно выраженную призматическую форму, размер их колеблется от 0.2 до 1.5 мм, по микроклин-пертиту развиваются вторичные глинистые минералы. Количество кварца варьирует от 10 до 30%, он образует округлые с неровными границами выделения размером от 0.1 до 1 мм. Эгирин образует в основном мелкие, ксеноморфные или плохо образованные удлиненно-призматические кристаллы размером обычно порядка 0.2 мм, иногда до 2.5 мм. Он плеохроинирует от коричневато-желтого (N_g) до травяно-зеленого (N_p) цвета, его количество изменяется от 5 до 15%. Плагиоклаз образует плохо ограненные таблитчатые кристаллы размером 0.2–0.8 мм, составляя от 5 до 15% объема породы. По составу он представлен олигоклазом (An 12%).

Щелочные кварцевые сиениты массива «Сиенит» (см. табл. 3, 4, обр. Е-389, Е-483, Е-783, Е-783/а) имеют розоватую, местами зеленовато-сиреневую окраску, их структура среднезернистая, призматически-зернистая. Главные породообразующие минералы – агрегаты таблитчатых кристаллов щелочного полевого шпата, ксеноморфный кварц и эгирин, акцессорные – флюорит, апатит, сфен, циркон и ортит (рис. 4.7е). Участками в резко подчиненном количестве присутствует плагиоклаз. Текстура пород массивная, структура аллотриоморфнозернистая средне-крупнозернистая. Щелочной полевой шпат слагает от 60 до 90% объема пород и представлен микроклин-пертитом с вростками альбита, количество которого достигает 40%. Кристаллы микроклин-пертита имеют неясно выраженную призматическую форму, размер их колеблется от 0.5 до 2 мм. По микроклин-пертиту развиваются вторичные глинистые минералы. Многие зерна нацело замещены вторичными минералами. Количество кварца в щелоч-

ных кварцевых сиенитах варьирует от 2–3 иногда до более 15%. Он образует ксеноморфные округлые с неровными границами выделения размером от 0.1 до 1 мм. Угасание одновременное, редко мозаичное. Темноцветный минерал в щелочных кварцевых сиенитах представлен эгирином. Его количество изменяется от 0 до 10%. Эгирин образует мелкие, размером до 0.2 мм ксеноморфные или плохо образованные удлиненно-призматические кристаллы, плеохроирующие от коричневато-желтого (N_s) до травяно-зеленого (N_p) цвета. Он часто встречается в миароловых пустотах и достигает размера 1.5 см. Плагиоклаз отмечается в разновидностях, где эгирин отсутствует, в количестве от 5 до 10%. Он образует плохо ограненные таблитчатые кристаллы размером 0.2–1.5 мм. По составу отвечает альбиту, обычно сильно серпентинизированному. Породы массива «Сиенит» исключительно богаты акцессорными минералами, которые часто заполняют миароловые пустоты. Количество апатита в них может достигать 5%. Он образует идиоморфные удлиненно-призматические кристаллы размером до 0.5×1 мм. Циркон присутствует в виде призматических кристаллов размером до 0.3 мм. На отдельных участках породы обогащены фиолетовым флюоритом, образующим идиоморфные кристаллы размером до 1 мм. Щелочные кварцевые сиениты местами карбонатизированы. Количество карбонатных минералов достигает 5%.

Щелочные лейкограниты массива «Шток» по составу близки породам малокундайского комплекса (см. табл. 3, 4, обр. ЕР-1-95, Е-14/07, Е-300, Е-400, Е-401, Е-403, Е-479, Е-766/1). Цвет их розоватый, кирпично-красноватый, структура средне-крупнозернистая, текстура массивная, преимущественно порфировидные с округлыми вкрапленниками кварца и менее заметными таблитчатыми кристаллами микроклин-пертита. Размер вкрапленников кварца варьирует от 1–4 мм до 2 см, встречаются также скопления микрокристаллов магнетита размером до 2–3 мм. Основная масса щелочных лейкогранитов сложена кварцем (30–40%), калинатровым полевым шпатом (60–70%) и плагиоклазом (<5%). Микроклин образует таблитчатые кристаллы размером 1–4 мм с перититовыми вростками альбита. Плагиоклаз представлен олигоклазом (An 17%). Магнетит присутствует в виде удлиненных зерен, размер которых не превышает 3 мм, и является продуктом замещения первичных минералов, щелочного амфибала, образующего удлиненные кристаллы размером до 0.5×2 мм. По данным Ф.Г. Рейфа [1999], этот минерал определенный микрозондовым анализом, является эгирином. Лейкограниты богаты акцессорными минералами, главными из которых являются циркон и флюорит. Циркон образует идиоморфные дипирамидально-призматические кристаллы размером до 0.3 мм, флюорит – ксеноморфные зерна размером до 0.5 мм, встречаются единичные зерна апатита и сфена размером не более 0.1 мм, а также антаз, рутил, ксенотит (рис. 4.7ж).

Пегматиты (см. табл. 3, 4, обр. Е-2/98, Е-350, Е-350/2, Е-350/3, Е-777), отмечаемые в щелочных лейкогранитах массива «Шток», сильно варьируют по составу, основными минералами являются кварц, флюорит, калинатровый полевой шпат (см. рис. 4.4б,в) с альбитом и эгирином. По данным Ф.Г. Рейфа [1999], в составе пегматитов присутствуют рутил, антаз, циркон и монацит. Предположительно пегматиты кристаллизовались из остаточного расплава.

Пострудный магматический этап

Этот этап на месторождении представлен дайкой трахириолитов кижингинского комплекса (см. табл. 3, 4, обр. Е-228, Е-478, Е-778). Она сложена массивными породами лилового, сиреневато-серого или розового цвета с микрояпилитовой, микросферолитовой и фельзитовой структурой основной массы. Редкие вкрапленники представлены таблитчатым калинатровым полевым шпатом (рис. 4.7з) и очень редко кварцем. Основная масса состоит из призматически-зернистых микролитов калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также биотита (до 1%). Аксессорные минералы – сфен, апатит, циркон и рутил, вторичные – альбит, серпентит, эпидот, хлорит и карбонат встречаются в небольших количествах.

Руды месторождения

Рудная минерализация Ермаковского месторождения очень разнообразна. Главными рудными минералами являются фенакит $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$ и берtrandит $\text{Be}_4[\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})_2$, кроме них также присутствуют эвдилидит $\text{NaBe}[\text{Si}_3\text{O}_8]\text{H}$, мелинофан $(\text{Ca}, \text{Na})_2(\text{Be}, \text{Al})[\text{Si}_2\text{O}_6\text{F}]$, лейкофан $(\text{Na}, \text{Ca})_2\text{Be}[\text{Si}_2(\text{O}, \text{OH}, \text{F})_3]$, бавенит $\text{Ca}_4\text{Be}_2[\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}](\text{OH})_2$, миларит $\text{K}_2\text{Ca}_4\text{Al}_2\text{Be}_4[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \cdot \text{H}_2\text{O}$ и гельвин $\text{Mn}_4[\text{BeSiO}_4]_3\text{S}$. Эти минералы слагают от 1–2% до 10% и более объема руд [Новикова и др., 1994]. Постоянным компонентом руд является флюорит. В переменных количествах присутствуют полевые шпаты, карбонаты, кварц, слюды, апатит, реже сульфиды, минералы титана, барит, а также минералы вмещающих пород (биотит, роговая обманка, пироксен, апатит).

Основная масса берилля (>90%) на месторождении сосредоточена в фенаките и берtrandите (рис. 4.8а), около 5–8% в других минералах – бавените, мелинофане, лейкофане, эвдилидите, миларите и гельвине. По преобладанию того или иного минералла выделены флюорит-фенакитовые, флюорит-берtrandитовые и флюорит-фенакит-берtrandитовые типы руд [Гинзбург и др., 1975; Новикова и др., 1994].

Берtrandит, как правило, выполняет межзерновые промежутки между кристаллами флюорита (см. рис. 4.8а, б). Он присутствует в виде кристаллов

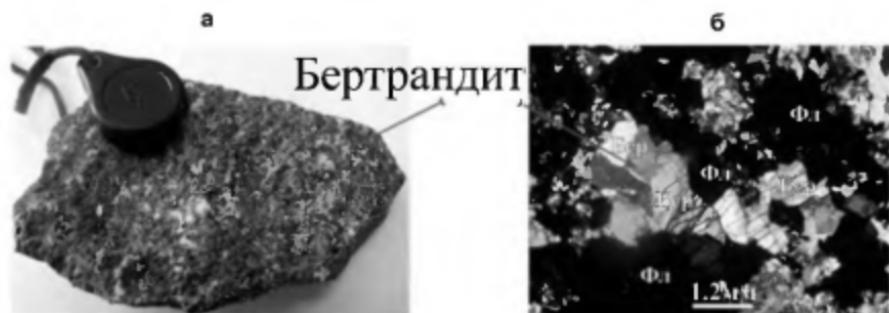


Рис. 4.8. Берtrandит-флюоритовые руды I рудной зоны.
а – образец Ек-3; б – шлиф (николи скрещены)

таблитчато-призматической формы (от 0.1–0.3 до 1.5 мм) реже призматической (до 8 мм), образующих спонговидные крестообразные и неправильные сростки. На участках руд, содержащих реликты сланцев, берtrandит выделяется в виде кристаллов размером 0.02–0.05 мм. Фенакит образует хорошо ограненные ромбоэдрические и призматические кристаллы (рис. 4.9а,б), часто образующие радиально-лучистые сростки величиной от 2–3 мм до 3–5 см (рис. 4.9в,г). Фенакит часто находится в субграфическом срастании с флюоритом в составе пятнистых скоплений (рис. 4.9д,е). При карбонатизации флюорит-берtrandит-

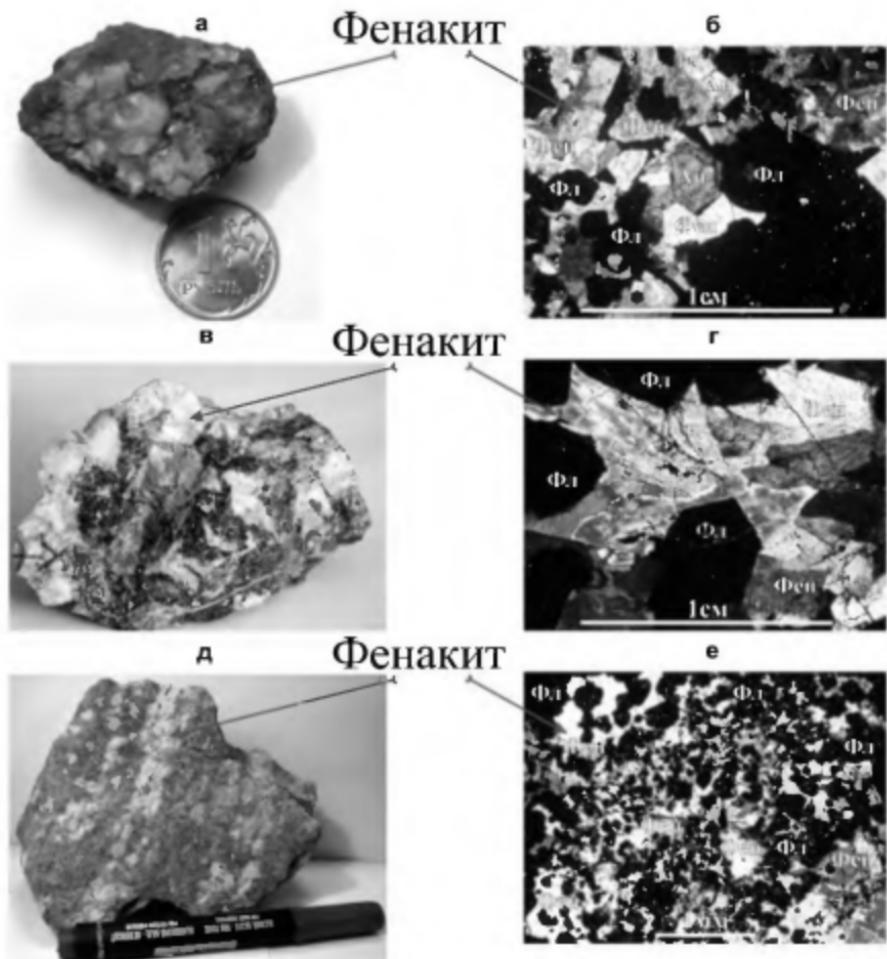


Рис. 4.9. Формы выделения фенакита в рудах Ермаковского месторождения.

а – ромбоэдрические кристаллы фенакита; б – фотография шлифа, обр. Е-248 (николи скрещены); в – радиально-лучистые выделения фенакита; г – фотография шлифа, обр. Е-774/2 (николи скрещены); д – срастание фенакита с флюоритом; е – фотография шлифа, обр. Е-2/06 (николи скрещены)

фенакитовых руд в зонах трещиноватости берtrandит и фенакит замещают ся споповидными сростками бавенита размером до 0.5–2 см. С бавенитом (рис. 4.10а) связано около 5% общего содержания BeO. В целом, миларит, мелинофан, бавенит и эвидимит (рис. 4.10а–д) на месторождении встречаются редко.

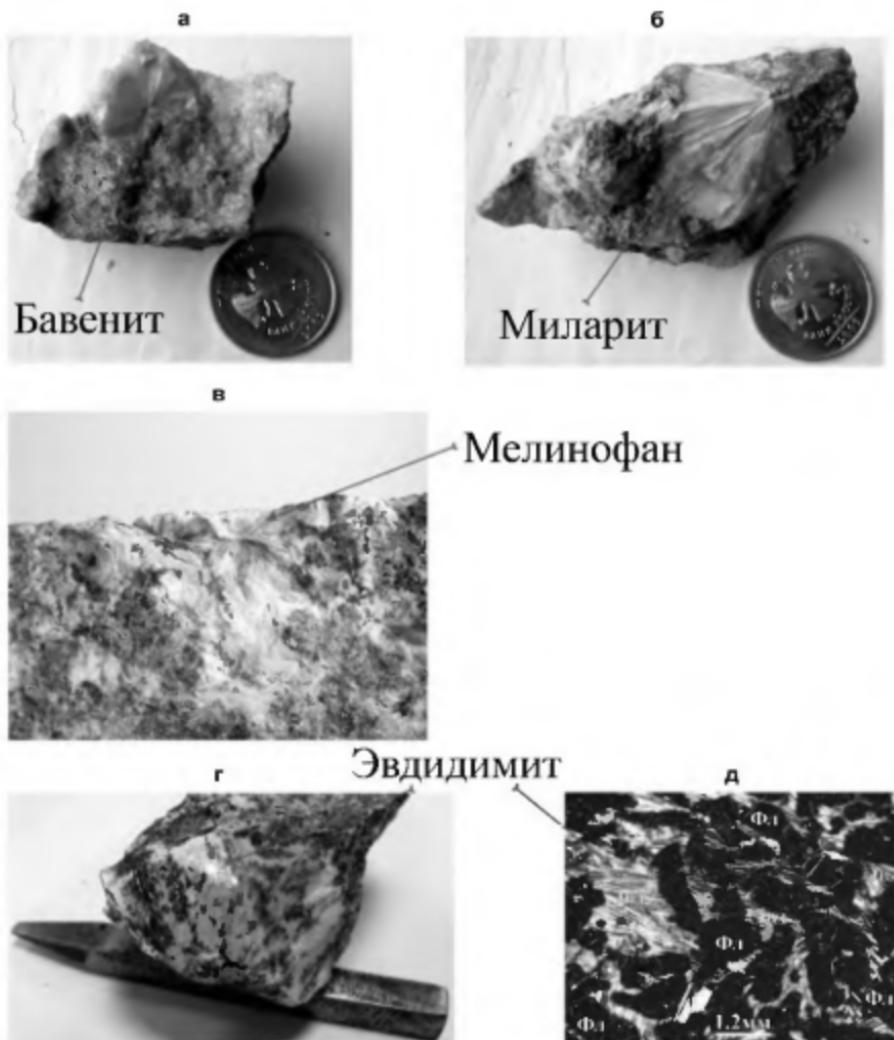


Рис. 4.10. Формы выделения бериллиевых минералов в рудах Ермаковского месторождения.

а – радиально-лучистые выделения бавенита; б – радиально-лучистые выделения миларита; в – пластинчато-призматические выделения мелинофана; г – пластинчатые выделения эвидимита из XVIII-ой рудной зоны; д – пластинчато-листоватые сростки эвидимита с флюоритом, фотография шлифа, обр. Е-320 (николи скрещены)

Мелинофан связан с парагенезисами натриевых минералов, включающими альбит, риухтерит, эгирин, омфацит, флюорит, а также гельвин, бастнезит, монацит, которые наиболее широко развиваются по апомонцогаббровым скарнам, изначально обогащенным натрием в XVII рудной зоне. Пластинчато-призматические кристаллы мелинофана образуют гнезда лучисто-споповидных параллельных и неправильных сростков размером до 2–3 мм, реже 5–6 мм (рис. 4.10в).

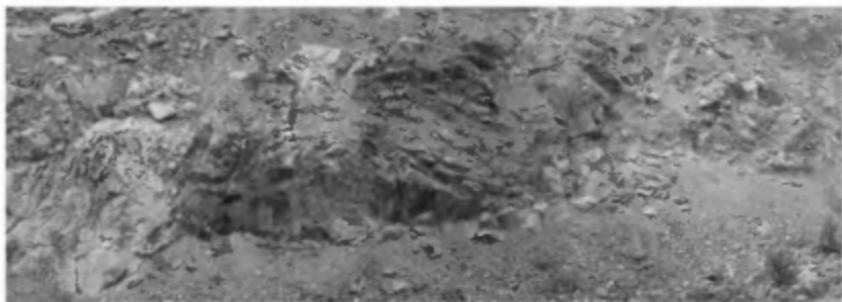
А.И. Гинзбург с соавторами [1975] выделяют на месторождении две стадии формирования руд по РТ условиям. Во флюорит-бериллиевую стадию образуется основная масса флюорит-берtrandит-фенакитовых руд. Фенакит и берtrandит выделяются при высоких температурах и больших значениях окислительного потенциала, обусловленных интенсивными окислительными свойствами углекислоты, выделяющейся при разложении кальцита фторсодержащими растворами. Осаджение фенакита, как правило, предшествует осаждению берtrandита. В дальнейшем, при постепенном снижении температуры и увеличении щелочности среды (в результате взаимодействия растворов с окружающими породами) параллельно образуются оба минерала, в конце процесса – только берtrandит. Формирование минералов этой стадии, по данным гомогенизации флюидных включений, во флюорите, фенаките и берtrandите [Швадус, 1979], проходило в широком интервале температур – от 400 °С до 140 °С. Температура кристаллизации фенакита в верхних горизонтах варьирует в пределах 265–230 °С, а на глубине более 250 м достигает 350–300 °С. Верхний предел температуры кристаллизации берtrandита не превышает 300 °С. По-видимому, при 350–300 °С кристаллизовался только фенакит, при 300–200 °С фенакит и берtrandит, а при 200–140 °С только берtrandит. Таким образом формирование верхних горизонтов флюоритовых метасоматитов происходило в интервале 290–140 °С, а глубоких – при 400–250 °С. Необходимо отметить, что результаты измерения температур по флюидным включениям были получены Я.А. Коссалсом и М.И. Швадусом еще в 70-е годы, когда методы и аппаратура для более точных оценок физико-химических параметров среды минералообразования еще не существовали.

Карбонат-сульфидная стадия характеризуется образованием шестоватых кристаллов кварца, замещением фенакита, реже берtrandита, кальцитом и переотложением берилля в форме крупнокристаллических агрегатов бавенита и миларита. На этой же стадии образуются отдельные прожилки и крупные жилы толщиной до 20 см, сложенные пиритом и другими сульфидами. Температуры образования минералов несколько ниже, чем на предыдущей стадии. В миларите и кальците гомогенизация газово-жидких включений происходит в интервале температур 215–180–120 °С [Швадус, 1979].

Рис. 4.11. Флюорит-фенакитовые руды I-й рудной зоны.

а – остатки I-ой рудной зоны в южной стенке на дне карьера; б – богатые руды I-й рудной зоны; в – резкие контакты богатых руд с вмещающими породами; г – субграфическое срастание фенакита с флюоритом в богатых рудах I-й рудной зоны и их резкие контакты с вмещающими сланцами; д – субграфическое срастание микроклина и флюорита; е – фотография шлифа образца Е-9/06 (николи скрещены)

а



б



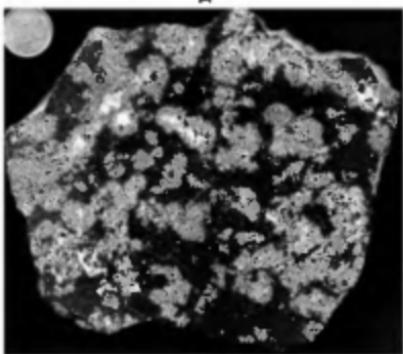
в



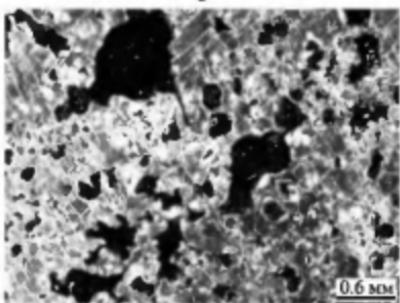
г



д



е



По включениям углекислоты установлены давления минералообразующих растворов. Для флюорит-бериллиевой стадии давление определялось по включениям во флюорите и составило 750 атм. Измерение давления на карбонатно-сульфидной стадии проводилось по включениям в кварце. Оно варьирует от 620 до 680 атм [Швадус, 1979].

Как уже отмечалось, наши исследования Ермаковского месторождения были начаты в середине 1990-х годов. Богатые флюорит-фенакитовые руды (ВеO до 1,3%) из I-ой рудной зоны (рис. 4.11а), которые мы наблюдали на дне главного карьера и в отвалах, имеют достаточно большую мощность – от 1 до 3–4 метров (рис. 4.11б) и являются жилами выполнения, а не замещения. Контакты их с вмещающими породами (чаще со скарнами) резкие (рис. 4.11в,г), с зонами эндоконтактовой мелкозернистой кристаллизации, часто с апофизами, где скарны сменяются неизмененными кристаллическими сланцами (рис. 4.11г). Богатые флюорит-фенакитовые руды (см. рис. 4.9д,е) – это мелко-среднезернистые породы, массивные, реже полосчатые, фиолетового цвета различных оттенков с ячеистым, ситовидно-рябчиковым и крапчатым строением, обусловленным взаимоотношением флюорита с другими минералами. Флюорит в виде идиоморфных кристаллов или изометричных зерен размером 0,3–1, реже 2–3 мм слагает основную массу, бериллиевые и другие минералы располагаются между его зернами (см. рис. 4.8а,б; 4.9в,г). Для руд характерно ярко выраженное пятнистое строение, обусловленное срастанием зерен фенакита и флюорита (размер сростков от 0,5 до 1–2 см). Участки, обогащенные такими сростками, на общем сиренево-фиолетовом фоне выделяются светлыми округлыми пятнами (см. рис. 4.9д,е), нередко образуя полосы, параллельные контактам рудных тел (см. рис. 4.11г). Микроклин обычно присутствует в виде неравномерно распределенных гнезд (5–6 см), вырапленников и реликтовых прожилков, отличающихся яркой оранжево-красной окраской. Встречаются сростки микроклина с флюоритом (рис. 4.11д,е), образующие округлые скопления до первых сантиметров, похожие на фенакит-флюоритовые сростки в богатых рудах. Как правило, кристаллы микроклина и пирита служат центрами для кристаллизации крупных радиально-лучистых агрегатов фенакита, реже берtrandита.

Периферические (эндоконтактовые) части рудных тел часто представлены карбонатными породами с флюоритом (рис. 4.12а). Маломощные жилы и апофизы выклинивающих руд из I-й рудной зоны в главном карьере и в отвалах – типичный пример таких образований. Контакты их с вмещающими скарнами резкие, с апофизами и жилами, сложенными чаще всего кальцитом, сферолитами фенакита, флюоритом, иногда калиевым полевым шпатом, пиритом. Карбонаты окрашены в серовато-белый, желтоватый или розовый цвета (см. рис. 4.12а).

На периферии I-й рудной зоны встречаются зональные жилы, в которых на контакте с вмещающими скарнами присутствует оторочка красного калиевого полевого шпата, затем развита зона серовато-желтого доломита, а центральная часть жилы представлена крупнозернистым агрегатом розового кальцита, фиолетового флюорита, кварца и сферолитов фенакита (рис. 4.12б). Кальцит является одним из основных жильных минералов, его содержание варьирует

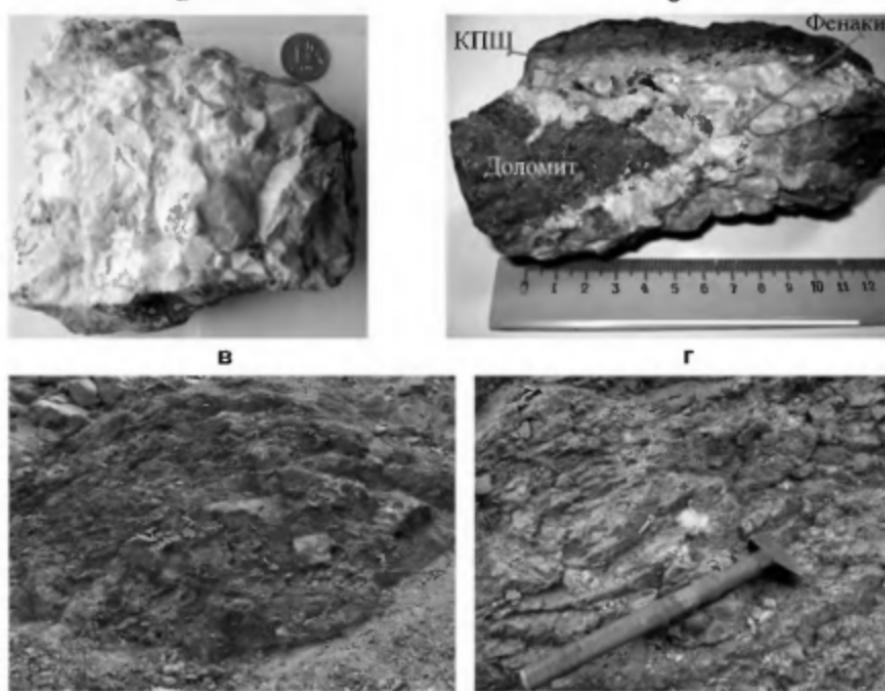


Рис. 4.12. Флюорит-доломит-кальцитовые жилы и апофизы I-й рудной зоны.

а – карбонатно-флюоритовые жилы; б – зональные карбонат-доломит-флюорит-фенакитовые жилы; в – штокверк брекчийевых пород; г – ксенолиты скарнов в фенакит-флюорит-калиевополевошпатовых рудах

от 3–5 до 25–30%. Отмечаются и брекчированные жилы. Так, в стенке главного карьера, в зоне выклинивания I-й рудной зоны и на дне карьера наблюдается штокверк брекчийевых пород (рис. 4.12в), в которых рудные прожилки содержат многочисленные обломки флюорит-фенакитовых пород, с ксенолитами скарнов (рис. 4.12г), которые в различной степени переработаны и часто скементированы розовым или белым крупнозернистым кальцитом. Калиевополевошпат-флюоритовые сегрегации, аналогичные развитым в жилах, наблюдаются в скарнах и в виде изолированных «пятен».

В рудах из II-й рудной зоны, изученных нами в основном по отвалам, контакты рудных тел с вмещающими породами резкие (рис. 4.13а, б), на эндоконтактах рудных тел развиты мелкозернистые флюоритовые руды иногда с мелкими (0,2 мм) ромбическими кристаллами фенакита, переходящие к центру тел в более крупнозернистые и грубозернистые флюорит-калиевополевошпатовые породы и в центре обогащенные КПШ вплоть до практически мономинеральных калиевополевошпатовых разновидностей (см. рис. 4.13б). Флюорит в таких крупнозернистых разностях часто образует удлиненные кристаллы,

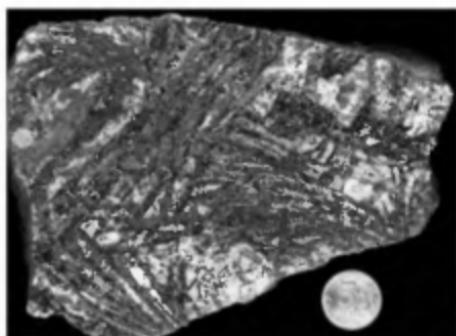
а



б



в



г

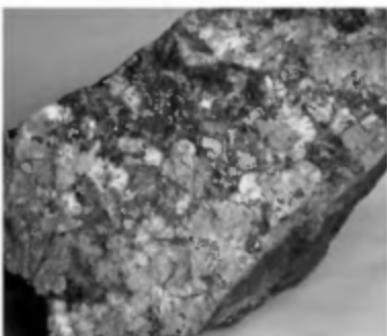


Рис. 4.13. Руды II-й рудной зоны.

а, б – резкие контакты руд с вмещающими породами; в – калиевополевошпат-флюоритовая руда с текстурой «пальмовых листьев»; г – сферолиты фенакита

похожие на кристаллы «спинифекса» в коматитах. Породы с похожими текстурами в работе [Гинзбург, 1975] названы «олеандровыми» или «пальмовыми листьями» (см. рис. 4.13в). В рудах II-й рудной зоны фенакит встречается в виде сферолитов размером от 0.5 до 2.5 см (см. рис. 4.9в, г; 4.13г). В целом руды из II-й рудной зоны характеризуются неравномерным распределение минералов с преобладанием одного из них.

Руды V-й и XII-й рудных зон более бедные. Расположены они недалеко от массива «Сиенит» и состоят в основном из флюорита и кальцита, в небольшом количестве присутствует калиевый полевой шпат (5%), который выполняет промежутки и трещинки. Встречаются кварц, сульфиды, слюды (фенгит), апатит, бастнезит, монацит и др. Берtrandит и фенакит присутствуют в рудах в небольшом количестве. Для этих рудных зон характерно присутствие идиоморфных, шестоватых кристаллов (рис. 4.14а), иногда небольших друз кварца. Обычно кварц приурочен к глубоким горизонтам месторождения или к контактам с силикатными породами. Местами в V-й рудной зоне отмечаются повышенные количества галенита. Для XII-й рудной зоны характерно присут-

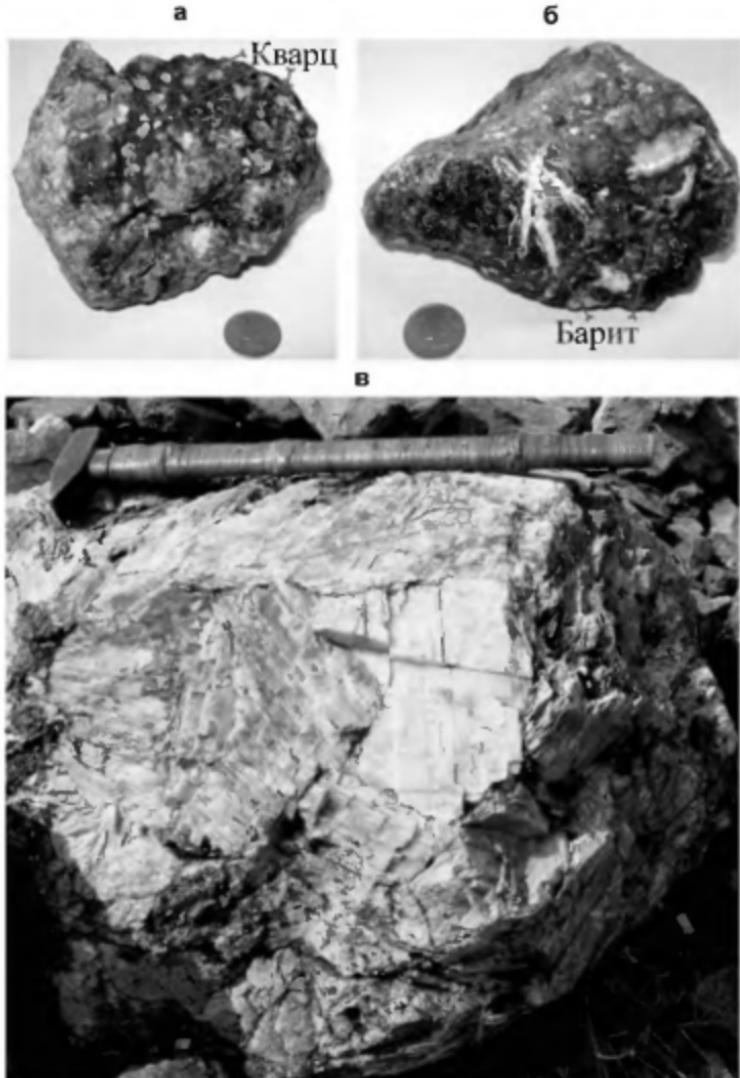


Рис. 4.14. Руды V-й и XII-й рудных зон.

а – кварц-флюоритовая руда; б – барит-флюоритовая руда XII-й рудной зоны; в – гигантозернистые кальцитовые породы V-й рудной зоны

ствие небольшого количества барита (рис. 4.14б), который местами ассоциирует с кальцитом в виде гнезд величиной 1–1.5 см и более. В V-й рудной зоне встречаются крупно- до гигантозернистых кальцитовые породы (рис. 4.14в), состоящие из кальцита, редкого флюорита, пирита, кварца, иногда галенита.

Достаточно своеобразны руды XVII-й рудной зоны, которые развиты не под массивом габброидов, а выше него в скарнированных метапесчаниках,

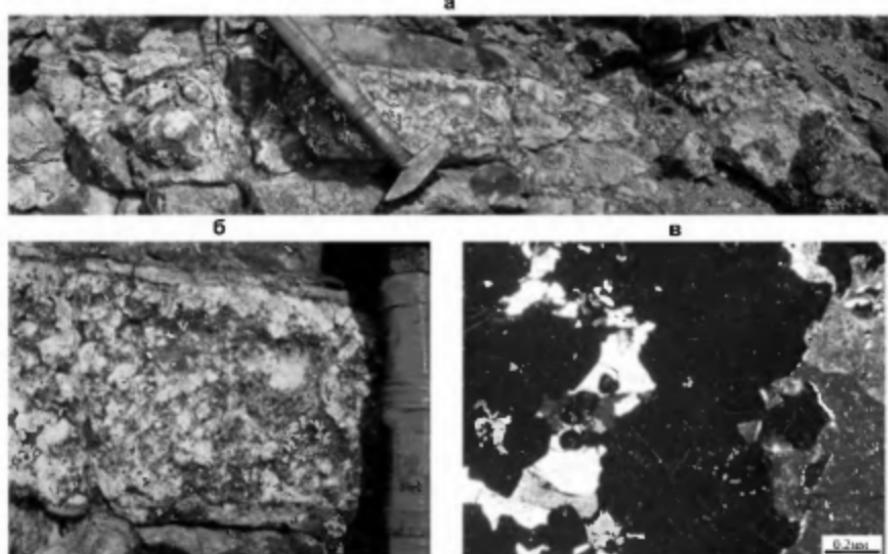


Рис. 4.15. Руды и породы XVII-й рудной зоны.

а – кварц-флюорит-калиевополевошпатовые руды; б, в – крупнозернистые флюорит-калиевополевошпатовые породы обр. Е-774/3: б – обломок породы, в – фотография шлифа (никели скрещены)

слагающих синклинальную складку и вскрытых главным карьером. Рудные тела образуют линзы и жилы (рис. 4.15а) с достаточно сложной морфологией. Руды здесь бедные кварц-флюорит-калиевополевошпатовые с небольшим количеством фенакита и берtrandита, присутствуют также карбонаты, апатит, сульфиды. Кварц-флюорит-калиевополевошпатовые руды местами обладают текстурой, несколько напоминающей пегматитовую с ограниченными кристаллами калиевого полевого шпата и зональными кристаллами флюорита (рис. 4.15б,в). В этой рудной зоне, по данным И.И. Куприяновой [2009], изредка присутствуют мелинофановые руды. Мелинофан встречается в виде пластинчато-призматических кристаллов, образующих лучисто-спиральные, параллельные и неправильные сростки размером до 2–3 мм, на отдельных участках в ассоциации с альбитом и флюоритом. Мелинофан здесь, подобно фенакиту и берtrandиту, местами замещается миларитом и бавенитом.

XVIII-я рудная зона находится за пределами главного карьера, в южной части месторождения, где эвдилилит-флюоритовые руды цементируют обломки даек сиенитов, этириновых гранитов, скарнов, серпентинитов (см. рис. 4.6г). В северной части этой зоны развиты своеобразных форстеритовых скарны и слюдисто-флюорит-бериллиевые руды – «слюдиты» (рис. 4.16). Бериллиевые минералы здесь представлены эвдилилитом, лейкофаном, мелинофаном, образующими срастания с флюоритом, встречается также гельвин. Это мелко-среднезернистые светло-фиолетовые руды с пятнами темно-фиолетового цвета и отдельными крупными выделениями пластинчато-листоватых сростков эв-

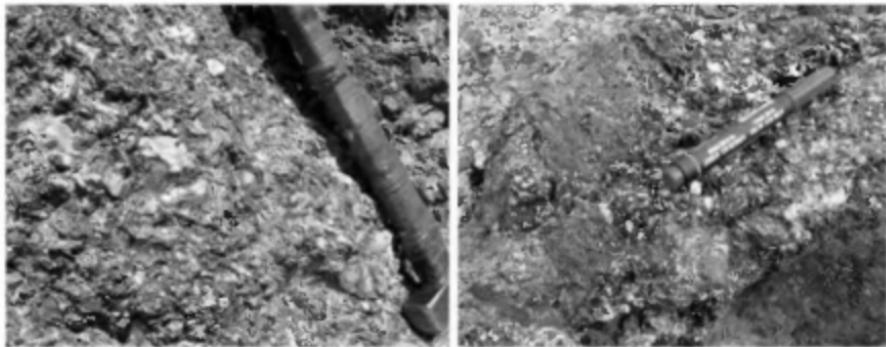


Рис. 4.16. Слюдисто-флюорит-бериллиевые руды – «слюдиты»

диодимита размером от 0,5 до 4 см (см. рис. 4.10г,д), для них характерна петельчатая, пойкилитовая и субграфическая структуры. На северной оконечности XVIII-й рудной зоны, вблизи с контактом доломитов и массива «Шток», в зоне серпентинитового меланжа и форстеритовых скарнов встречаются слюдисто-флюорит-бериллиевые руды – «слюдиты» (см. рис. 4.16). Они характеризуются неоднородным строением, обусловленным пятнисто-неравномерным распределением агрегатов листоватого литийсодержащего флогопита среди более равномернозернистой кварц-карбонат-флюоритовой основной массы (см. табл. 3 и 5, обр. Е-3, Е-3а). Размер зерен флогопита достигает 5–7 см, флюорит фиолетовый, реже бесцветный, кварц встречается в виде изометрических зерен, также присутствует фенакит.

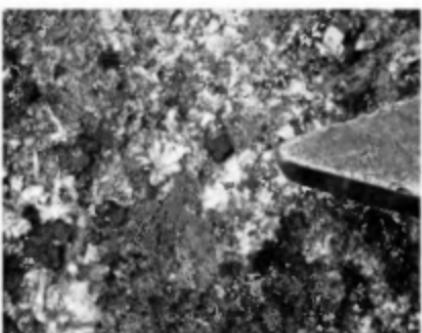
Небольшая XIX-я рудная зона вскрыта карьером в северо-западной части месторождения. Руды полностью отработаны. Они были приурочены к зоне контакта известняков и габброидов, прорванных дайками дорудных мелко-среднезернистых гранитов и базитов. Силикатные породы и вмещающие их известняки вблизи этой рудной зоны, включая дайки базитов, сильно скарнированы. Скарны здесь гранат-пироксенового состава, часто интенсивно хлоритизированные. Руды по составу напоминают руды V и от части XII рудных зон и состоят из флюорита, кварца, калиевого полевого шпата, кальцита, сульфидов, с берtrandитом и фенакитом. Здесь в глыбе 4×5 м и в коренных обнажениях нами встречены крупнозернистые карбонатные породы (рис. 4.17а), аналогичные породам V рудной зоны. Они состоят из крупных кристаллов кальцита (до 10–20 см и более), а также кварца, гематитизированного пирита, галенита с примесью флюорита. Кварц образует кристаллы правильной идиоморфной формы в виде друзевых скоплений или своеобразных «звездочек» (рис. 4.17б). Контакты карбонатных пород с известняками резкие (рис. 4.17в). В карбонатных породах отмечены крупные, до 1 м в поперечнике, обломки известняков (рис. 4.17г), скарнов и даек гранитоидов. Ксенолиты практически не изменены.

В рудах месторождения карбонатные породы содержания флюорита, калиевого полевого шпата и карбонатов (кальцита, доломита и анкерита) широко варьируют, поэтому мы разделили их условно на три соответствующие группы:

а



б



в



г



Рис. 4.17. Крупнозернистые карбонатные породы XIX-й рудной зоны.

а – общий вид; б – кварцевые «звездочки»; в – реакции контакты карбонатных пород с известняками; г – ксенолит известняков в карбонатной матрице

флюоритовые, в составе которых основным минералом является флюорит; **карбонатные**, в которых карбонаты составляют около 50% (без разделения их на доломитовые, кальцитовые и пр.) и **калиево-полевошпатовые**, в составе которых значительное количество занимает калиевый полевой шпат в виде отдельных обособлений или в виде массивной сплошной массы.

Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических пород и руд

Магматические породы

В табл. 3, 4 и на классификационных диаграммах (рис. 4.18, 4.19) приведены данные по составу магматических пород Ермаковского месторождения.

На рис. 4.20 представлены мультиэлементные диаграммы для этих пород, нормирование производилось на состав примитивной мантии [Sun McDonough, 1989].

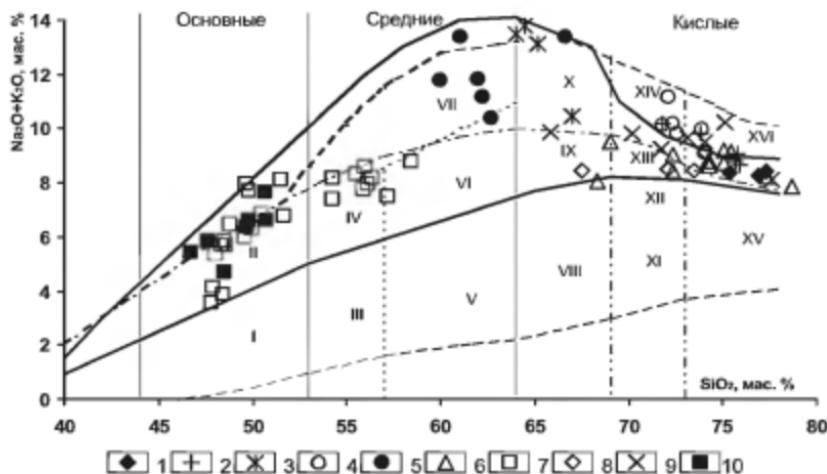


Рис. 4.18. Диаграмма SiO_2 –($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) для магматических пород Ермаковского месторождения [Классификация..., 1997].

1 – пострудная дайка трахириолитов; 2–7 – породы синрудного этапа: 2 – лейкограниты массива «Шток» малокуналейского комплекса, 3 – сиениты массива «Сиенит», 4 – дайки щелочных гранитов из XVIII рудной зоны, 5 – дайки сиенитов, 6 – дайки субщелочных гранитоидов, 7 – дайки базитов; 8–10 – породы дорудного этапа: 8 – гнейсограниты заганского комплекса, 9 – дайки гранитоидов, 10 – габброниды.

Магматические горные породы: I – базальты, пироксениты–горнбледиты и габброниды, II – субщелочные габброниды, III – андезито–базальты и диориты, IV – субщелочные диориты, монцониты и монцодиориты, V – андезиты и кварцевые диориты, VI – субщелочные кварцевые диориты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, VII – сиениты, щелочные сиениты, VIII – дацины и гранодиориты–тоналиты, IX – кварцевые сиениты, X – щелочные кварцевые сиениты, XI – низкощелочные граниты, XII – граниты и плагиограниты, XIII – субщелочные граниты, XIV – щелочные граниты, XV – лейкограниты, XVI – субщелочные и щелочные лейкограниты.

Дорудный магматический этап

Габброниды характеризуются достаточно однородным содержанием SiO_2 – 44.97–50.72% вес., содержания $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ варьируют от 4.5 до 7.64% вес. По химическому составу они попадают в поле субщелочных габбронидов. Для габбронидов характерна отрицательная корреляция кремнезема с кальцием, марганцем, магнием, железом, титаном и положительная с натрием (см. рис. 4.19). Концентрация в них P_2O_5 варьирует от 0.22 до 0.77 мас.%, K_2O – от 1.73 до 5.76 мас.%, CaO – от 8.32 до 12.61 мас.% (см. рис. 4.19). Габброниды являются сравнительно слабодифференцированными породами, для них характерен достаточно гладкий спектр распределения редкоземельных элементов (рис. 4.20а) при некотором преобладании легких (LREE) над (HREE), $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 8.52$ (см. рис. 4.20а). Породы отличаются относительно повышенными содержаниями Ba , U , Sr и пониженными Th , Zr , Hf , Nb , Ta , Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.93$), а также широкими вариациями содержания цезия (от 0.29 до 5.6 г/т) и свинца (от 3.8 до 29.8 г/т).

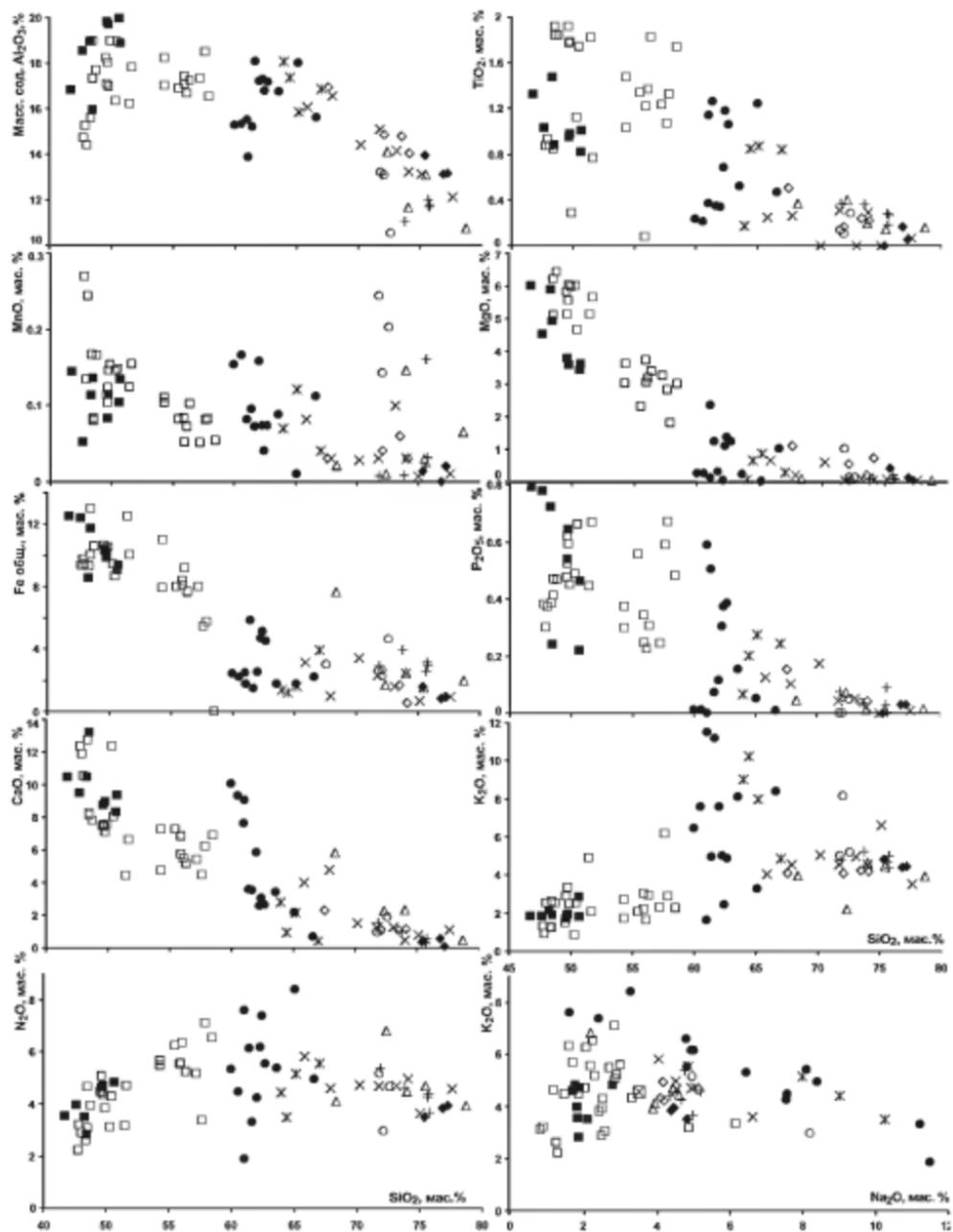


Рис. 4.19. Графики соотношения петрогенных элементов и SiO₂ в магматических породах Ермаковского месторождения.

Условные обозначения см. рис. 4.18.

Состав дорудных даек меняется от щелочных, субщелочных гранитов до кварцевых сиенитов (рис. 4.18). Содержания петрогенных элементов в них варьируют (мас. %): SiO_2 от 65.86 до 75.1, Al_2O_3 от 12.13 до 17.61 и CaO от 0.77 до 5. Рост содержания кремнезема сопровождается уменьшением содержаний магния, кальция, алюминия (см. рис. 4.19). Коэффициент агпантности (K_a) в них варьирует от 0.84 до 0.99, дайка гранофирового гранита (Е-308) имеет $K_a = 1$. Практически все такие гранитоиды (рис. 4.20в), за исключением пегматитов (обр. Е-836 и Е-768/5) (рис. 4.20в) и гранофирового гранита (Е-308) сходны по распределению элементов-примесей (рис. 4.20в, в). Они представляют собой слабодифференцированные породы с преобладанием LREE над HREE – $(\text{La/Yb})_N = 16.91$ и дефицитом Nb, Sr, Ti, Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.94$). Спектры распределения редких элементов в пегматитах (Е-836 и Е-768/5) (см. рис. 4.20в) выделяются четкими максимумами содержаний Sr и Hf при отрицательных аномалиях Nb, Eu и Ti. Гранофировый гранит (Е-308) отличается максимумами содержаний Sr и Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 5.4$), тогда как содержания других несовместимых элементов ниже, чем у остальных даек гранитов.

Гнейсограниты заганского комплекса достаточно сильно варьируют по содержанию SiO_2 (от 67.6 до 74.1%), располагаясь в основном в поле составов субщелочных и щелочных лейкогранитов, кроме пробы Е-7/06, которая попадает в поле кварцевых сиенитов (см. табл. 3, рис. 4.18). По сумме щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ гнейсограниты не сильно различаются между собой (8.44–9.18%), при этом содержание Na_2O и K_2O практически одинаково. Они варьируют по содержанию Al_2O_3 от 13.09 до 16.93 мас.% (см. рис. 4.19). Самое низкое значение K_a отмечено в обр. Е-7/06 – 0.68, а в целом в гнейсогранитах оно меняется от 0.78 до 0.9. По распределению элементов-примесей, это слабодифференцированные породы. Мультиэлементные спектры составов гранитоидов характеризуются фракционированным распределением элементов, в частности, резким преобладанием LREE над HREE – $(\text{La/Yb})_N = 35$ и низкими концентрациями Nb, Ta, Zr и Hf (рис. 4.20г).

Синрудный магматический этап

Синрудные магматические породы, согласно данным по содержанию и относительному распределению элементов-примесей, являются более дифференцированными, чем магматические породы дорудного этапа.

Дайки базитов значительно варьируют по составу, там развиты монцодолериты, микромонцониты и монцонит-порфиры (см. рис. 4.18), для которых характерна отрицательная корреляция содержаний SiO_2 с кальцием, магнием, железом, титаном и алюминием и положительная с натрием (см. рис. 4.19). Содержание калия с увеличением концентрации SiO_2 практически не изменяется (см. рис. 4.19). В целом породы в значительной степени обогащены Na_2O (до 7,2%) и CaO (до 13,5%). Концентрация TiO_2 в базитах варьирует от 0.07 до 2.04 мас.% и они делятся на низкотитанистые (до 1.2%) и высокотитанистые (более 1.2%). Для этих пород характерен достаточно гладкий спектр распределения несовместимых элементов (см. рис. 4.20д), близкий к спектру их распределения в ОИВ, принимаемого в качестве эталона обогащенного лиофильными элементами источником основных расплавов [Sun, McDonough, 1989]. Для

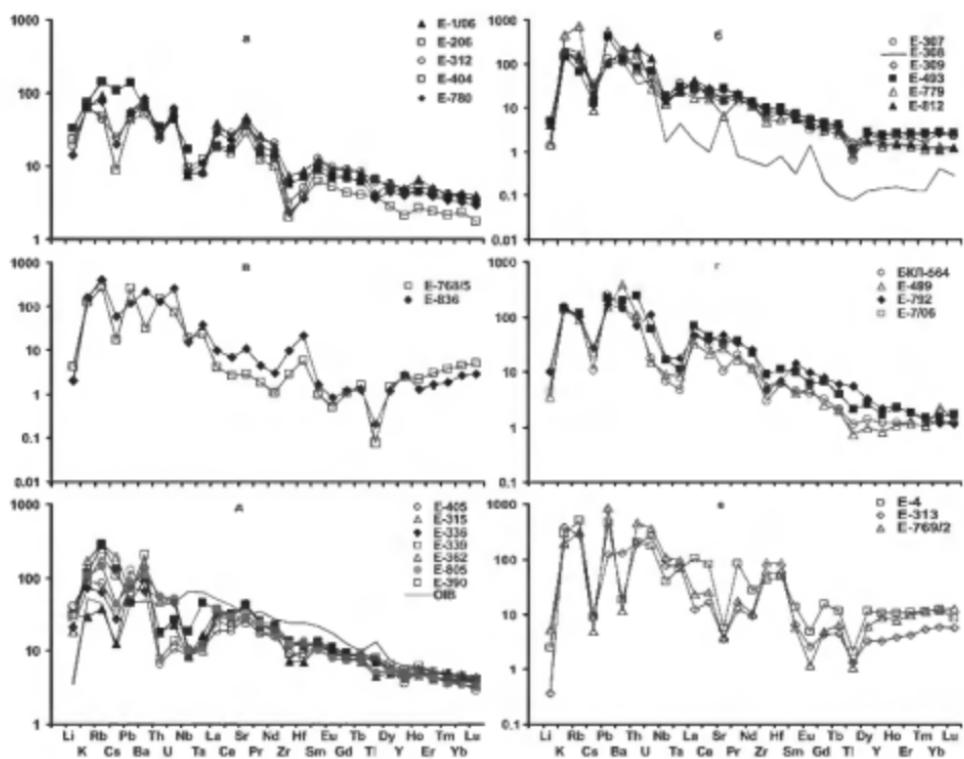
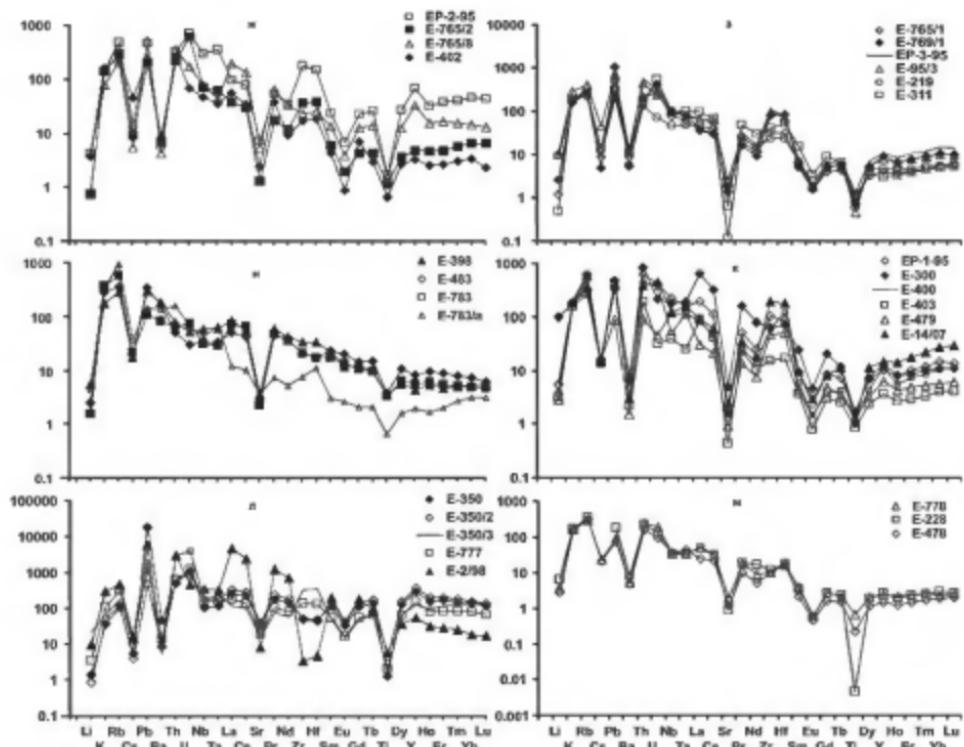


Рис. 4.20. Спектры распределения химических элементов в магматических породах Ермаковского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

Дорудный магматический этап: а – габброиды, б – дайки гранитов, в – пегматиты, г – гнейсограниты заганского комплекса; синрудный магматический этап: д – дайки базитового

базитов характерны относительные положительные аномалии содержаний Ba, Sr, Li и отрицательные – Nb, Ta, Pb, Zr, Hf, иногда Th и U, чем они и отличаются от OIB (см. рис. 4.20д). В них наблюдаются значительные вариации содержаний (г/т) цезия (от 0.42 до 6.47), рубидия (от 25 до 189), тория (от 0.62 до 5.1) и урана (от 0.23 до 1.2). Содержания редких и редкоземельных элементов, а также форма спектров REE не зависят от кремнекислотности пород ($(La/Yb)_N = 7.68$).

Значительные вариации содержаний всех петрогенных элементов, высокие содержания кальция и натрия и низкие калия свидетельствуют о существенных эпигенетических изменениях пород – альбитизации и карбонатизации. Магнезиальность базитов изменяется от 0.36 до 0.64. Это не позволяет рассматривать их как производные мантийных магм, магнезиальность которых должна быть выше (>0.7). Отметим также, что по содержанию в базитах TiO_2 они изменяются от низкотитанистых до высокотитанистых.



состава, е – дайки сиенитов, ж – дайки субщелочных гранитов, з – щелочные граниты, и – массив «Сиенит», К – массив «Шток», л – остаточные пегматиты; м – пострудный магматический этап: дайка трахириолитов

На классификационных диаграммах (рис. 4.21) дайки базитов попадают на границу поля базальтов вулканических дуг, активных континентальных окраин и базальтов COX [Pearce et al., 1977; Pearce, Cann, 1973].

Дайки *сиенитов* по химическому составу попадают в поля сиенитов, кварцевых сиенитов и щелочных сиенитов. В них определены следующие пределы содержания основных компонентов (мас. %): CaO от 0.66 до 12.36, SiO₂ от 56.08 до 66.63, Al₂O₃ от 13.88 до 18.06, TiO₂ 0.21 до 1.27, P₂O₅ от 0.01 до 0.59 и суммы щелочей Na₂O+K₂O от 9.24 до 14.5 (см. рис. 4.19). Значения K_a в дайках меняются от 0.84 до 1.12. Для даек сиенитов характерен Eu минимум (Eu/Eu* = 0.35), отмечаются отрицательные аномалии относительных содержаний Ba, Sr, Cs, Ti, Li и положительная – K, Rb, Pb, Zr, Hf (см. рис. 4.20е).

Дайки *субщелочных гранитов* характеризуются широкими вариациями содержаний SiO₂ (от 67.6 до 78.72 мас. %) (см. рис. 4.18), попадая в поля от кварцевых сиенитов до субщелочных и щелочных лейкогранитов. Содержания Al₂O₃ в них меняются от 10.74 до 14.1 мас. %, FeO_{общ} от 1.73 до 7.67, CaO от 0.46 до 5.84 (см. рис. 4.19). Значения K_a в гранитах варьируют от 0.78 до 1.14. Для этих даек,

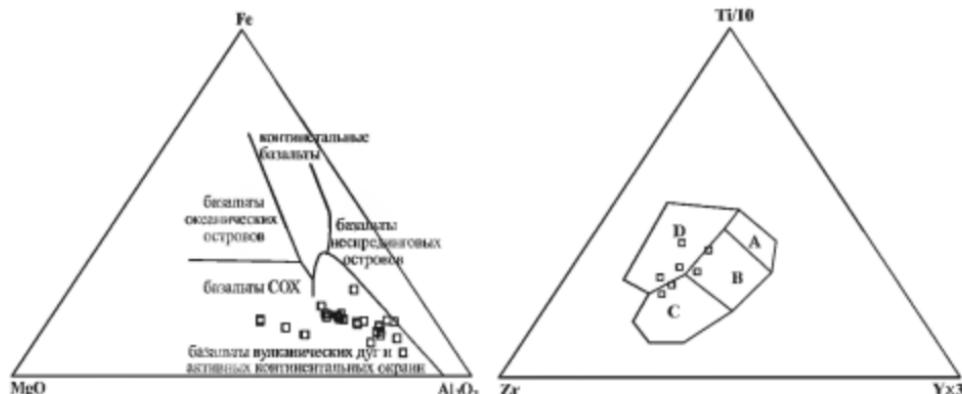


Рис. 4.21. Диаграмма $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{Zr}-\text{Ti}/100-\text{Y}\times 3$ для даек базитов Ермаковского месторождения.

А – островодужные толенты; В – базальты СОХ, островодужные толенты и известково-щелочные базальты; С – известково-щелочные базальты; Д – базальты СОХ

так же как и для даек сиенитов, характерны относительные отрицательные аномалии содержаний Ba, Sr, Cs, Ti, Li, Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.16$) и положительные – K, Rb, Pb, Zr, Hf, иногда Y (см. рис. 4.20ж). Также отмечается незначительное обогащение LREE относительно HREE ($\text{La/Yb}_N = 5.43$). Дайки (ЕР-2-95, Е-765/8) несколько отличаются от остальных повышенным почти на порядок содержанием редкоземельных элементов и четким Y (322 г/т) максимумом.

Дайки щелочных эгириновых гранитов из XVIII рудной зоны характеризуются повышенными содержаниями $\text{MnO} = 0.14-0.24$ и суммы щелочей $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ – от 9.82 до 11.16 мас.% (см. рис. 4.19). Значения K_a в них – 1.05–1.26. Эти щелочные граниты характеризуются преобладанием LREE над HREE – $(\text{La/Yb})_N = 6.44$. Для них типичны резкие относительные минимумы содержаний Li, Cs, Ba, Sr, Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.29$) и Ti (см. рис. 4.20з) и максимальные Pb, Zr и Hf, иногда Y, а также значительные вариации содержаний Th (от 12 до 52 г/т), U (от 1 до 15 г/т) и Sr (от 3 до 39 г/т).

В щелочных кварцевых сиенитах штока «Сиенит» содержания K_2O меняются от 4.88 до 10.25 мас.%, Na_2O – в меньших пределах (3.52–5.55 мас.%). Значения коэффициента агпантности (K_a) в этих сиенитах – 0.85–1.08. Для пород характерен слаженный спектр распределения редких и REE (Eu аномалия отсутствует), отмечается относительное обогащение LREE – $(\text{La/Yb})_N = 12.59$ (см. рис. 4.20и), а также положительные аномалии K, Rb, Ba и отрицательные – Sr, Ti, Cs и Li. Практически мономинеральный калиевополевошпатовый сиенит (Е-783/а) по сравнению с другими образцами массива «Сиенит» отличается более низкими содержаниями Ti и положительными аномалиями Rb, Th, Ta и Hf.

Граниты массива «Шток» попадают в поле составов субщелочных и щелочных гранитов и лейкогранитов. Содержание SiO_2 в них меняется незначительно (72–76 мас.%). Коэффициент агпантности K_a – 0.96–1.19. Для этих гранитов характерно преобладание легких редкоземельных элементов ($\text{La}/$

$\text{Yb})_{\text{N}} = 16.07$, наличие четкого Eu минимум (среднее значение $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.24$) (рис. 4.20к), а также относительные отрицательные аномалии Cs, Ba, Sr, Ti, Li и положительные K, Rb, Th, Pb, Zr, Hf и Y. В наименее кремнекислом щелочном лейкограните (Е-300) отмечены наиболее высокие содержания высоко несовместимых элементов левой части спектра, особенно Li, и REE, а также их фракционирование ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 59$). Для лейкогранитов «Шток» характерно, что с уменьшением в них содержания кремнезема увеличивается концентрация редких и редкоземельных элементов (см. рис. 4.19, 4.20к).

Остаточные пегматиты в массиве «Шток» – это достаточно сильно дифференцированные породы с относительными максимумами содержаний Pb, Th, Rb, Y и минимумами – Li, Cs, Ba, Sr, Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.22$) и Ti (см. рис. 4.20л). Спектр распределения REE в них практически не фракционированный ($(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.78$), но концентрации элементов на порядок больше чем в лейкогранитах того же массива. В пробе Е-2/98 отмечаются аномальные содержания (г/т) La – 3360, Ce – 4680, Pr – 358.

Пострудный магматический этап

Дайка трахириолитов характеризуется высокими содержаниями SiO_2 – от 75.27 до 78.03 мас.% и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – от 8 до 8.86 мас.% (см. рис. 4.18, 4.19). В ультракислых трахириолитах содержание Na_2O уменьшается до 1.2–1.6%, концентрация K_2O увеличивается до 6.46 мас.%, при этом сумма щелочей уменьшается до 6.38 мас.%. Значения K_2O в трахириолитах – 0.79–0.86. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в трахириолитах и лейкогранитах сходны (см. рис. 4.20м), но содержания элементов-примесей в трахириолитах почти на порядок ниже.

В целом для всех магматических пород месторождения характерны кларковые по А.П. Биноградову [1962] содержания берилля – от 1.4 до 7.6 г/т. Повышаются они в щелочных гранитах даек до 34 г/т, в сиенитах массива «Сиенит» до 27 г/т, в пегматитах до 13.8 г/т, а в лейкогранитах массива «Шток» колеблются от 2.2 до 7.1 г/т. Содержания фтора в сиенурдных магматических породах повышены относительно кларка и достигают в породах массива «Шток» 0.79%, в массиве «Сиенит» 1.6%, в дайках сиенитов – 1.7%, в дайках субщелочных гранитов 2.4%.

Дорудные дайки гранитов и гнейсограниты заганского комплекса на Ермаковском месторождении (рис. 4.22) попадают в поле гранитов I-типа, а пегматиты с амфиболом в область фракционированных гранитов (FG). Сиенурдные магматические породы массивов «Шток» и «Сиенит», а также дайки субщелочных, щелочных гранитов и сиенитов за редким исключением попадают в поле составов гранитов A-типа. Трахириолиты пострудной дайки находятся либо в области фракционированных гранитов (FG), либо в области гранитов A-типа. Напомним, что граниты A-типа характерны для областей анорогенного магматизма и, в частности, для внутренних континентальных рифтовых зон.

На дискриминационных геохимических диаграммах $\text{Yb}-\text{Ta}$ и $(\text{Yb}+\text{Ta})-\text{Rb}$ [Pearce, 1984] дорудные гнейсограниты заганского комплекса попадают в поле составов VAG (гранитов вулканических дуг), а дайки и пегматиты дорудных гранитоидов в основном в поле VAG, частично в поле syn-COLG (коллизион-

ных гранитов) (рис. 4.23). Пострудные трахириолиты также попадают в поле syn-COLG. Синрудные магматические породы практически все попадают в поле составов внутриплитных образований (WRG), за исключением сиенитов массива «Сиенит», которые находятся на границе между составами VAG и syn-COLG.

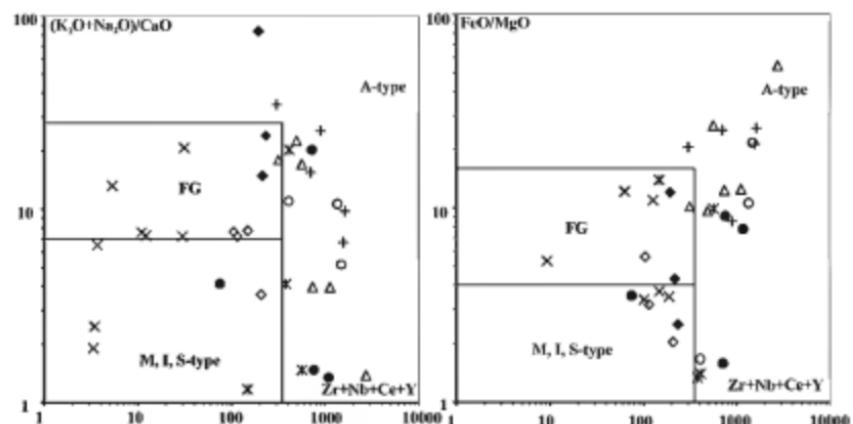


Рис. 4.22. Дискриминационные диаграммы соотношения $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ и $\text{Zr} + \text{Nb} + \text{Ce} + \text{Y} - (\text{FeO}/\text{MgO})$ в гранитах Ермаковского месторождения, по [Whalen et al., 1987].

M, I, S-type – нефракционированные граниты; FG – фракционированные граниты; A-type – дифференциаты толеито-базальтовых магм (м); I – продукты плавления магматических субстратов; S – продукты плавления метасадков.

Условные обозначения см. на рис. 4.18.

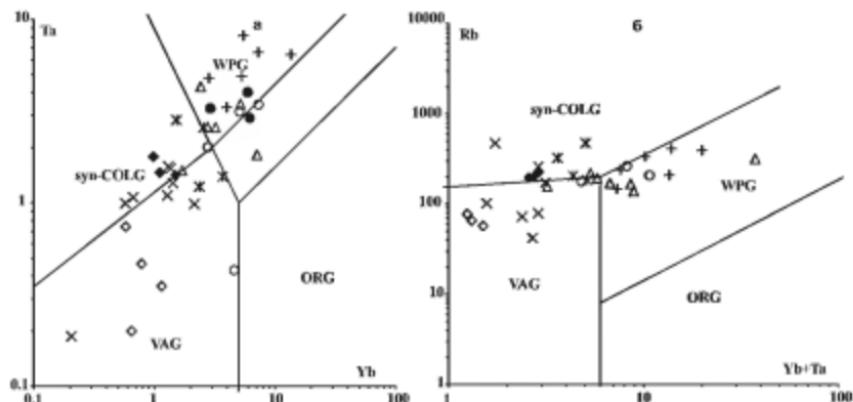


Рис. 4.23. Дискриминационные петрохимические диаграммы, по [Pearce et al., 1984]. а – $\text{Ta} - \text{Yb}$; б – $\text{Rb} - (\text{Yb} + \text{Ta})$.

Породы: WPG – внутриплитные; VAG – вулканических дуг; ORG – океанических хребтов; syn-COLG – коллизионные.

Условные обозначения см. рис. 4.18

Отметим, что согласно геохимической типизации, разработанной Л.В. Таусоном [1977] на примере магматических пород Монголо-Охотского складчатого пояса, синрудные гранитоиды Ермаковского месторождения относятся к *редкометальным гранитоидам щелочного ряда*.

На приведенных диаграммах (рис. 4.24) четко видно, что дорудные гранитоиды отличаются от синрудных. Синрудные гранитоиды (дайки сиенитов, суб-

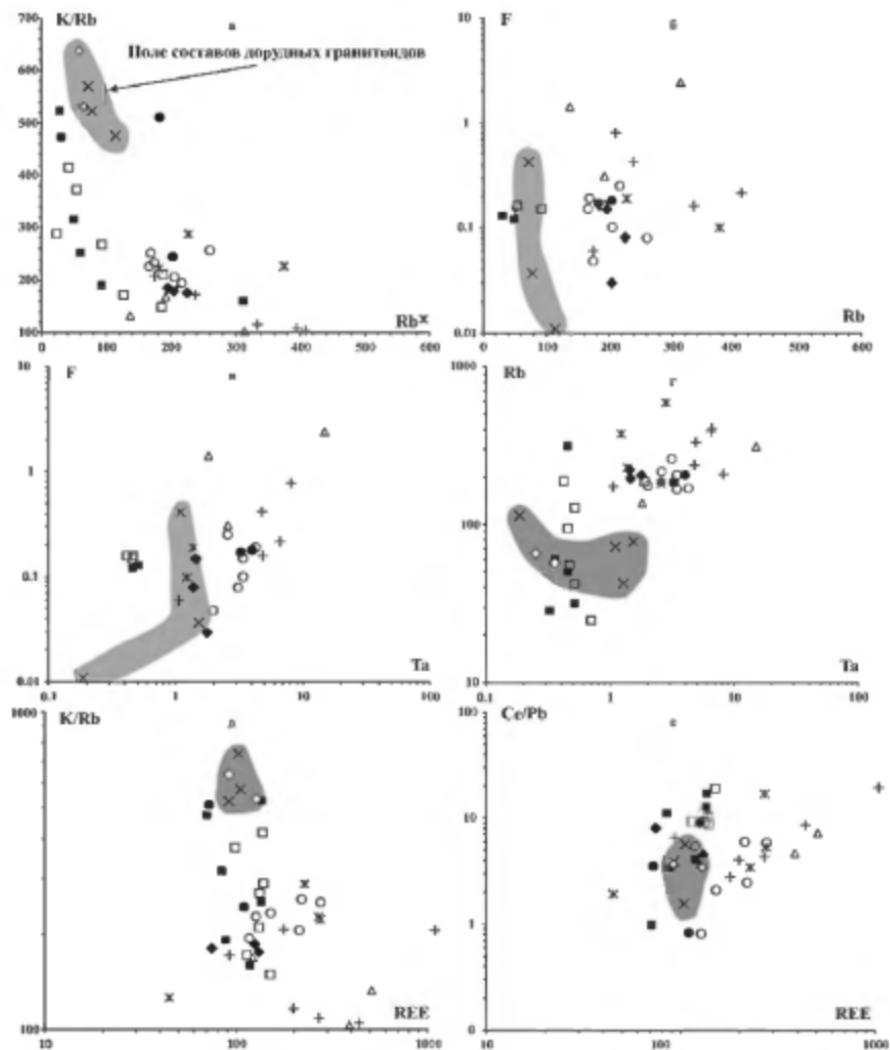


Рис. 4.24. Диаграммы соотношения элементов в магматических породах Ермаковского месторождения.

а – Rb–K/Rb; б – Rb–F; в – Ta–F; г – Ta–Rb; д – Rb/K–REE; е – REE–Ce/Pb.

Условные обозначения см. рис. 4.18

щелочных, щелочинных гранитов, массивов «Сиенит» и «Шток») являются более дифференцированными, что хорошо иллюстрируется отношениями REE–Rb/K, а также Rb–F, Ta–F и др. (рис. 4.24). Отметим, что полученные тренды в поведении редких и редкоземельных элементов в магматических породах, скорее всего, отображают их эволюцию в процессе кристаллизационной дифференциации.

Руды

Руды месторождения условно можно разделить на богатые ($\text{BeO} \geq 5$), бедные ($\text{BeO} \leq 1$) и промежуточные, такое деление отражено на диаграмме $\text{SiO}_2\text{--BeO--CaO}$ (рис. 4.25а), где богатые бериллиевые руды имеют четкий тренд в

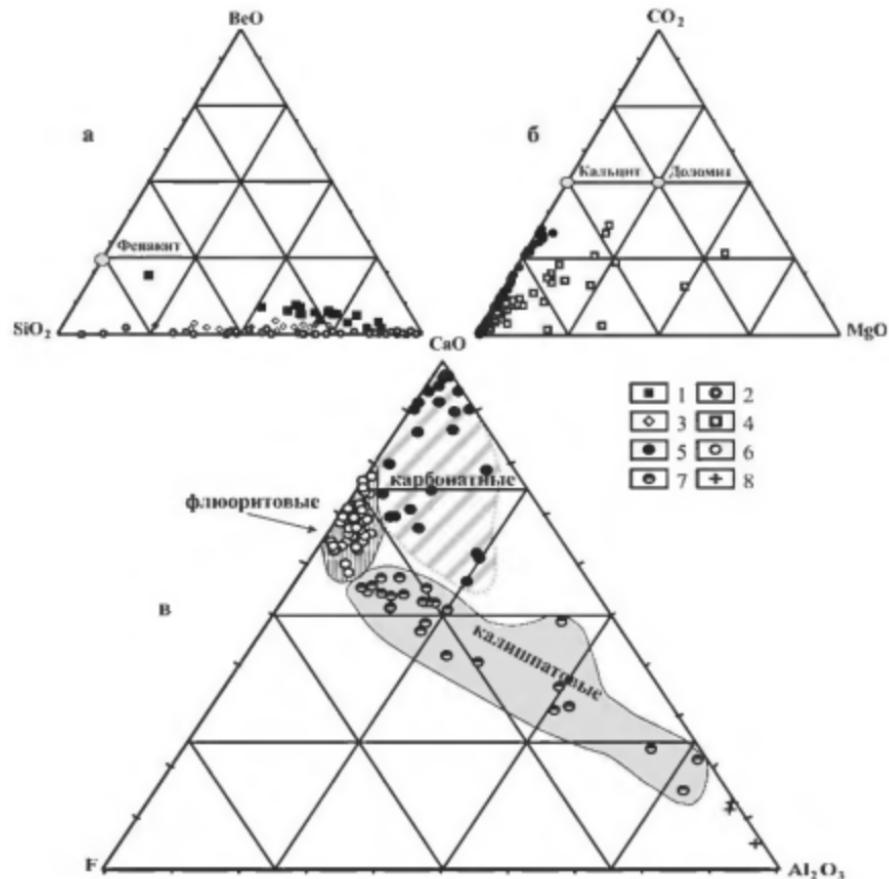


Рис. 4.25. Диаграммы состава бериллиевых руд Ермаковского месторождения.

а – $\text{SiO}_2\text{--BeO--CaO}$; б – $\text{Al}_2\text{O}_3\text{--CaO--MgO}$; в – $\text{F--CaO--Al}_2\text{O}_3$.

1–7 ряды: 1 – богатые бериллиевые, 2 – бедные бериллиевые, 3 – «промежуточные», 4 – существенно доломитовые, 5 – карбонатные, 6 – флюоритовые, 7 – калиево-полевошпатовые. 8 – гранитоиды массива «Шток»

сторону состава фенакита $\text{Be}_2[\text{SiO}_4]$. Отметим, что содержание бериллия в рудах изменчиво. Наиболее богатыми являются руды I и II рудных зон, а также руды из залывандов рудных зон и жил, иногда с «ураганными» содержаниями Be. На диаграмме $\text{CaO}-\text{CO}_2-\text{MgO}$ (рис. 4.25б) составы руд образуют два четких тренда: один в сторону состава кальцита, другой – доломита. Соответственно, их можно разделить по преобладанию одного из минералов на – карбонатные и доломитовые. Состав выделенных нами ранее по минеральному составу трех групп руд: флюоритовых, карбонатных и калиево-полевошпатовых хорошо

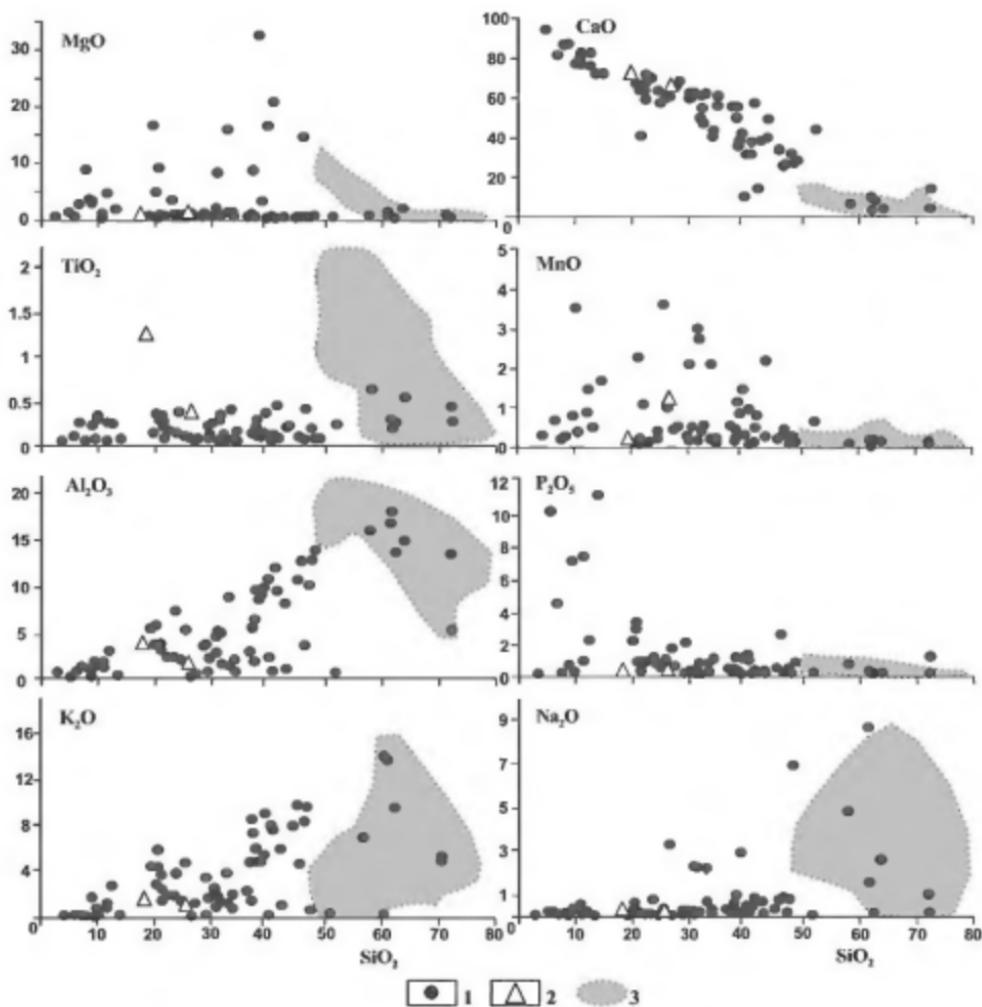


Рис. 4.26. Графики распределения петрогенных элементов относительно SiO_2 в бериллиевых рудах Ермаковского месторождения (мас.%).

1 – Be руды; 2 – скарны; 3 – поле составов магматических пород

илюстрируется на диаграмме F–CaO–Al₂O₃ (рис. 4.25в), где четко видно три поля составов бериллиевых руд месторождения (табл. 5, 6).

Концентрация петрогенных элементов в бериллиевых рудах месторождения меняется в широких пределах (табл. 5, 6, рис. 4.26). Содержания в них SiO₂ от 2.79 до 72%, CaO от 3.67 до 94.7, K₂O от 0.02 до 13.82, Na₂O от 0.01 до 8.75, MnO от 0.01 до 4.49, MgO от 0.07 до 32.1, Al₂O₃ от 0.01 до 18.25 и P₂O₅ от 0 до 11.25%.

Составы руд не образуют единых трендов, но все-таки некоторые корреляционные зависимости между ними просматриваются (см. рис. 4.26). Так, с ростом содержания кремнезема, содержания калия и глинозема увеличиваются, а содержания марганца, фосфора понижаются. Единственный четкий обратный тренд существует в бериллиевых рудах между содержанием кремнезема и кальция. Этот тренд свидетельствует об определяющем влиянии вмещающих осадочных карбонатных пород на процесс рудообразования.

Среди элементов-примесей (рис. 4.27) в рудах месторождения наиболее широко варьируют содержания ниобия, tantalа, стронция, циркония, гафния, иттрия и европия. Систематизировать бериллиевые руды по распределению редких и REE достаточно сложно, так как минеральный состав их изменчив (см. рис. 4.26) и существует много мелких групп и подгрупп руд, объединенных по поведению одного–двух элементов. На рис. 4.27 приведены спайдерграммы для выделенных нами основных разновидностей бериллиевых руд месторождения.

Одной из наименее дифференцированных и достаточно однородных является группа карбонатных руд (пробы E-За, E-18, E-410, E-467, E-473, E-512, E-712/1, E-712/3, E-712/10, E-712/13, E-713, E-714, E-714/15, E-714/16, E-773/3, E-773/4, E-773/5, E-774/2). Эти руды характеризуются повышенными концентрациями стронция, рубидия, иногда свинца и пониженными ниобия, tantalа, циркония, гафния, титана, лития и цезия. Содержание бериллия в них очень изменчиво – от 16 до 7300 г/т.



Рис. 4.27. Графики распределения элементов-примесей в бериллиевых рудах Ермаковского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

Отдельную группу составляют массивные преимущественно мелко-среднезернистые руды, в составе которых преобладает флюорит – **флюоритовые** (пробы E-223, E-233, E-227, E-408, E-409, E-411, E-412, E-413, E-415, E-502/1, E-507/1, E-768/3, E-774/1, E-774/4, E-774/5, E-774/10). В эту же группу попадают и эвдилилит-флюоритовые руды XVIII-й рудной зоны (обр. E-320, E-321). Спектр распределения редких и редкоземельных элементов в этих рудах достаточно однороден, он характеризуется повышенными содержаниями свинца, стронция, рубидия, циркония, гафния, иттрия и пониженными титана и цезия. Содержание бериллия в этих рудах колеблется от 114 (E-223) до 11872 (E-774/1) г/т. В эвдилиловых рудах содержание бериллия варьирует от 4520 до 12233 г/т (табл. 7).

Несколько более дифференцированными являются массивные, крупно-зернистые руды, в основном попадающие в группу **калиево-полевошпатовых** (обр. E-501/1, E-501/2, E-502/2, E-507/2, E-513/1, E-765/7, E-771/1, E-774/3, E-774/6, E-774/11). Они характеризуются схожим распределением редких и редкоземельных элементов с «флюоритовыми» рудами. В них отмечены повышенные концентрации рубидия, калия, свинца, циркония, гафния, иттрия, иногла урана и бария, и пониженные ниобия, tantalа, титана, стронция, скандия. В калиево-полевошпатовых рудах (обр. E-513/1, E-771/1, E-774/3) отмечается близкое распределение несовместимых элементов, но содержания циркония и гафния существенно более низкие. Вариации в содержании бериллия не очень велики – от 2080 до 5747 г/т (см. табл. 7).

Наиболее дифференцированными по распределению редких и редкоземельных элементов являются флюорит-калиевополевошпат-карбонат-кварц-бериллиевые руды, в составе которых в значительных количествах присутствует апатит (пробы E-225, E-226, E-248, E-327/3). Для них характерны повышенные концентрации Pb, Th, U, Sr, Eu, Y и пониженные Nb, Ta, Zr, Hf, Ti, Cs, а также небольшое преобладание HREE над LREE, $(La/Yb)_n = 4.1$. Содержания бериллия в этих рудах неоднородное и колеблется от 300 до 29649 г/т (см. табл. 7).

С помощью метода ICP-MS были получены данные о содержании химических элементов, включая редкие и редкоземельные, во флюоритах, апатите, калиевых полевых шпатах и бериллиевых минералах из руд Ермаковского месторождения (табл. 7, рис. 4.28). Наибольший интерес представляют данные по составу бериллиевых минералов руд. Были изучены фенакит $Be_2[SiO_4]$, берtrandит $Be_4[Si_2O_7](OH)_2$, бавенит $Ca_4Be_2[Al_2Si_9O_{26}](OH)_2$, мелинофан $(Ca,Na)_2(Be,Al)[Si_2O_6]F$, миларит $K_2Ca_4Al_2Be_4[Si_{12}O_{30}] \cdot H_2O$ и эвдилилит $NaBe[Si_3O_8]JH$.

Наименее дифференцированный из бериллиевых минералов это берtrandит (табл. 7, рис. 4.28а). Он характеризуется относительно примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989] несколько пониженной концентрацией европия ($Eu/Eu^* = 0.52$) и повышенной – Pb, распределение REE ровное. Содержание бериллия – 139587 г/т.

Бавенит характеризуется относительно пониженными содержаниями Nb, Ta, Zr, Hf и иногда небольшим европиевым минимумом ($Eu/Eu^* = 0.63$), повышенными содержаниями Sr. Содержание Be достигает 46440 г/т (табл. 7,

рис. 4.28б). Бавенит, за редким исключением, имеет такой же спектр распределения редких и REE, что и карбонатные породы месторождения.

Миларит, так же как бавенит, имеет достаточно гладкий спектр распределения редких элементов и характеризуются минимумами содержаний Nb, Ta, Zr, Hf, иногда Sr, чем становится похожим на скарны (см. табл. 7, рис. 4.28в). Редкоземельные элементы характеризуются фракционированным распределением $(Ce/Yb)_N = 35$ и небольшой европиевой аномалией ($Eu/Eu^* = 1.7$). Содержание Be достигает 24511 г/т. В целом спектр распределения несовместимых элементов схож со спектром их распределения в кристаллических известняках, отличаясь от последних относительно более низкими содержаниями Sr и более высокими Ba.

Спектр распределения редких и REE в мелинофане похож на спектр их распределения в миларите, отличаясь от последнего отсутствием европиевого максимума, положительной аномалией Y, более четким минимумом содержания Sr, а также на порядок более высокими содержаниями REE (см. табл. 7, рис. 4.28в). В мелинофане легкие редкие земли (LREE) преобладают над тяжелыми (HREE), $(Ce/Yb)_N = 77$, а сумма редких земель $\Sigma REE = 1630$, что может указывать на наличие микровключенияй редкоземельных минералов (bastnезит, монацит, ксенотима), которые в небольших количествах присутствуют на месторождении. Концентрация берилля достигает 38640 г/т. По спектру распределения элементов примесей мелинофан ближе всего к скарнам. Это не удивительно, так как он встречается в основном в апоскарновых рудах, преимущественно на флангах и при выклинивании рудных тел [Куприянова и др., 2009].

Эвидидимит из XVIII рудной зоны, находящийся недалеко от эндоконтакта с щелочными гранитами массива «Шток», характеризуется четким минимумом европия ($Eu/Eu^* = 0.1$), плоским спектром REE и максимумами относительных содержаний Sr, Zr, Hf, Pb (см. табл. 7, рис. 4.28в), содержание Be в нем 36833 г/т. Если не учитывать максимум Sr, то по поведению элементов-примесей эвидидимит больше всего похож на щелочные граниты (проба E-400).

В фенакитах четко прослеживается относительный минимум содержаний Nb, Ta, Sr и Eu ($Eu/Eu^* = 0.37$), максимум – Pb, содержание берилля достигает 315300 г/т (см. табл. 7, рис. 4.28г). Сохраняя общие закономерности в распределении элементов примесей, фенакит (проба E-771/1) из II рудной зоны отличается от других фенакитов из зальбандов I рудной зоны (пробы E-512, E-513/2) $(Ce/Yb)_N = 4.5$ повышенными почти на два порядка содержаниями легких редких земель $(Ce/Yb)_N = 1079$ и соответственно $\Sigma REE = 3420$. Возможно, это связано с микровключениями бастнезита и монацита – концентраторами легких редких земель. Спектр распределения редких и REE в фенакитах имеет характерные минимумы относительных содержаний Nb, Ta, Sr, Eu, которые сближают его с составом щелочных гранитов массива «Шток». От последнего его, тем не менее, отличают относительно более низкие содержания Zr и Hf.

Апатит из бериллиевой руды характеризуется повышенными содержаниями Be (до 226 г/т), Pb, Th, U, Sr и REE (при $(Ce/Yb)_N = 44$) и пониженными Ti, Cs, Nb, Ta, Zr, Hf (табл. 7, рис. 4.28д). В целом спектр распределения элементов в нем близок к спектру их распределения в известняке, за исключением повышенных содержаний Th и U.

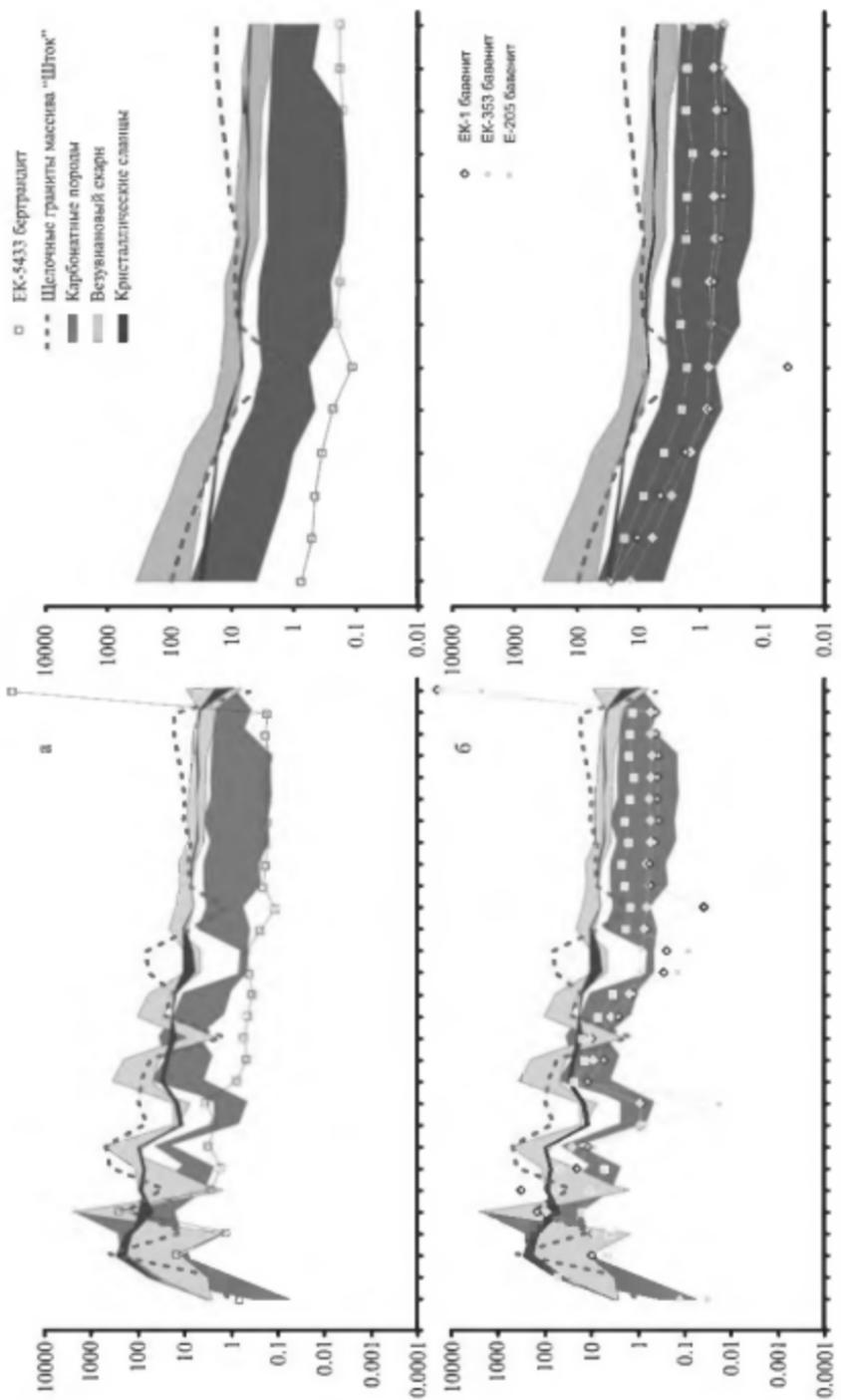


Рис. 4.28. Графики распределения элементов-примесей в минералах Ермаковского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].
 а – берtrandит, б – бавенит;

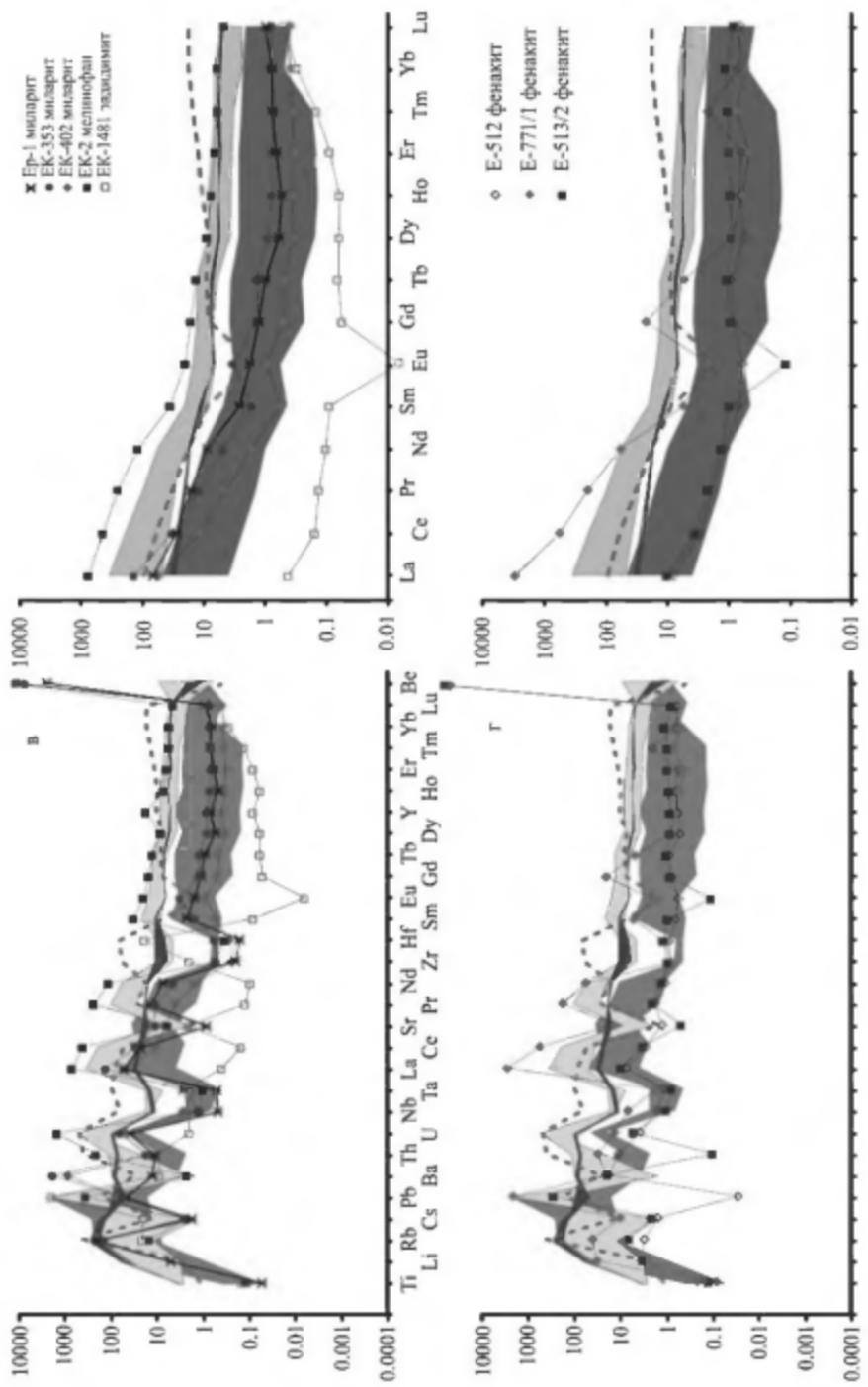


Рис. 4.28. Продолжение.
В – мильярд, мильярд и эвдилилит, Г – фенакит.

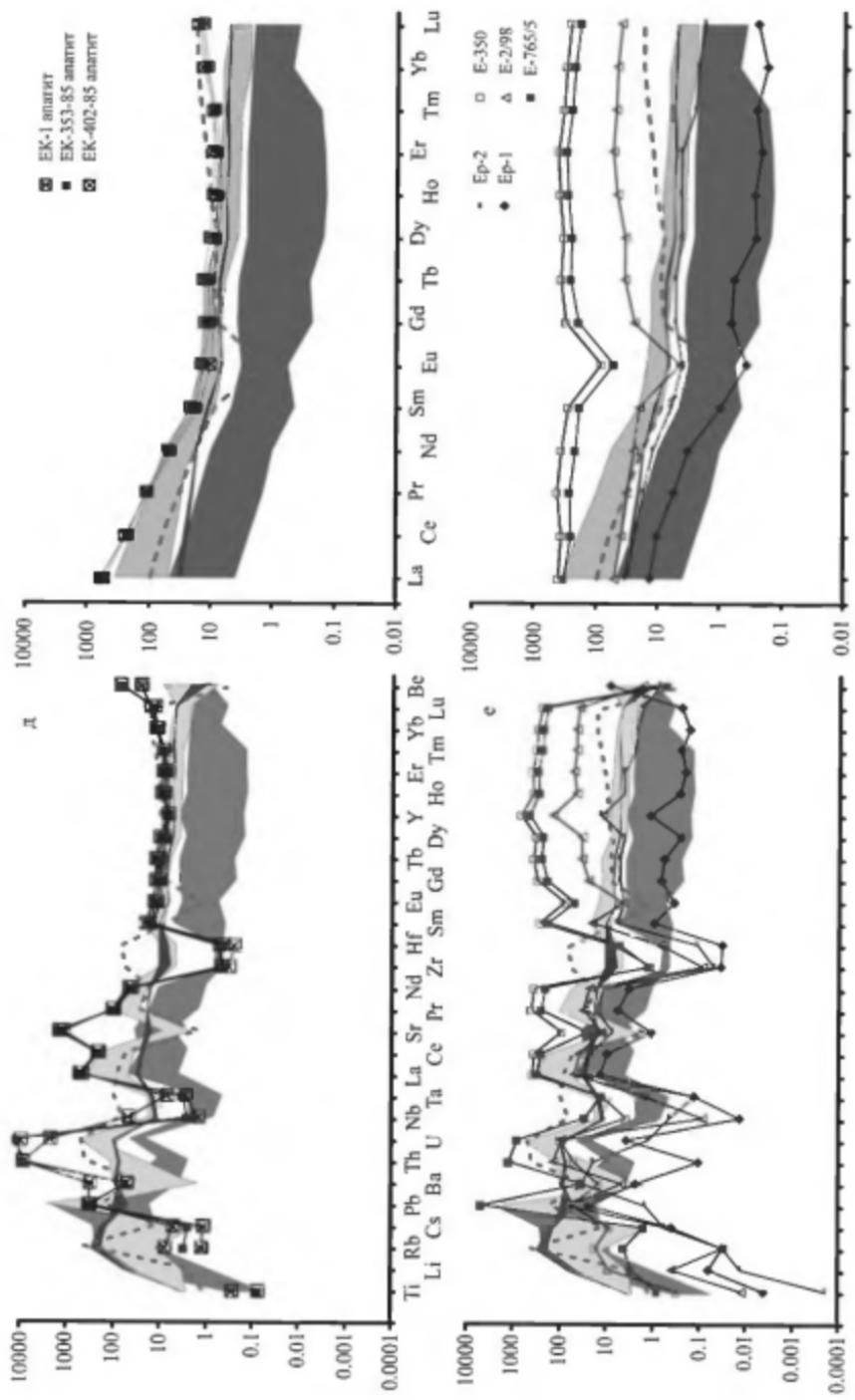


Рис. 4.28. Продолжение.
Л – апатит, е – флюорит первой группы;

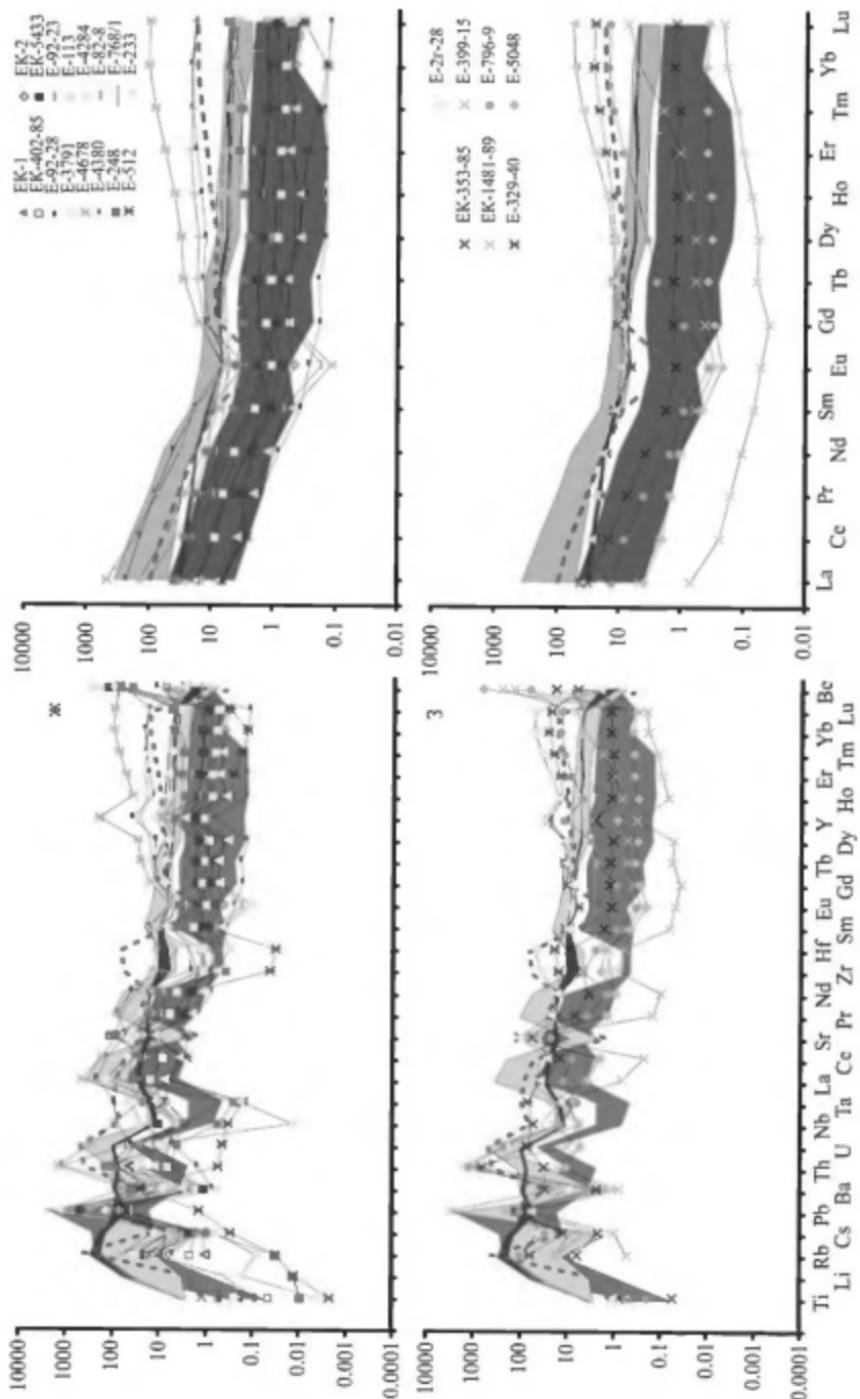


Рис. 4.28. Продолжение.

Ж – флюорит второй группы, з – флюорит третьей группы;

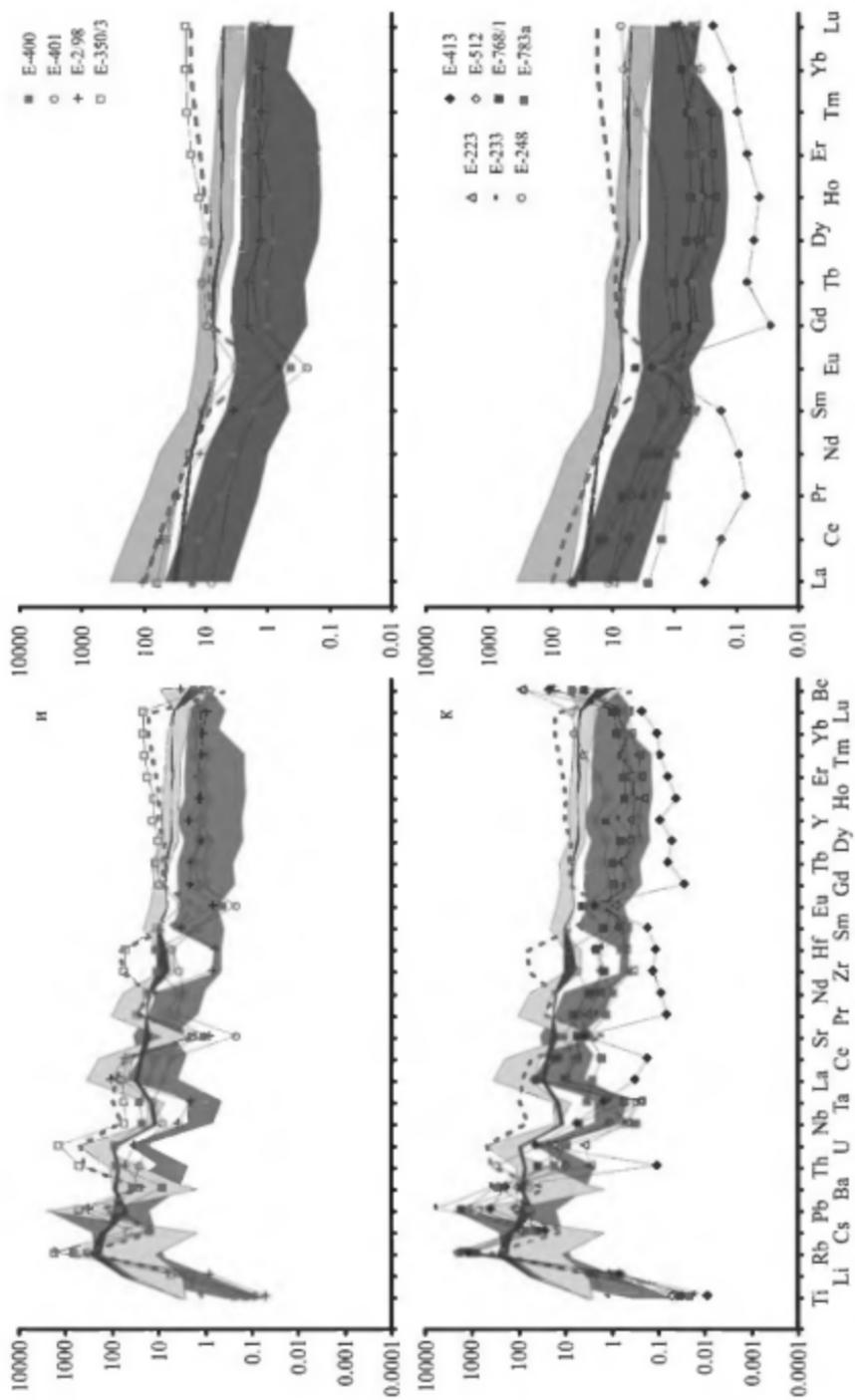


Рис. 4.28. Продолжение.

Н – калиевый полевой шпат первой группы, К – калиевый полевой шпат второй группы

Флюорит является полигенным минералом, отлагавшимся на всех стадиях рудообразования, и поэтому является очень важным индикатором этого процесса. На Ермаковском месторождении флюорит самый распространенный минерал, он характеризуется разнообразным составом редких элементов. Общей чертой этого минерала является относительно низкие содержания Ti, Li, Ba и Cs и относительно высокие Pb, Th, U, особенно Y. Кристаллы флюорита отличаются друг от друга размерами Eu и Sr минимумов, а также содержанием Nb, Ta, Zr и Hf.

В работе И.И. Куприяновой с соавторами [2009] зерна флюорита разделялись по преобладанию легких (LREE) или тяжелых (HREE) редких земель и минимуму Eu. По нашим данным, общая тенденция в распределении элементов примесей в этом минерале сохраняется. Так, нами выделены три основные группы флюорита, различающиеся по содержанию редких и REE элементов. Первая группа – это флюорит, отобранный из остаточных пегматитов массива «Шток» (пробы E-2/98, E-350, E-765/5), или поздние его генерации, отобранные из лишенных бериллия жил (Ер-1, Ер-2). Они характеризуются минимальными концентрациями Nb, Ta, Zr, Hf и четким европиевым минимумом ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.38$), а также высокими концентрациями редких земель в пегматитах, до $\Sigma\text{REE} = 2645$ (см. табл. 7, рис. 4.28e). Содержание бериллия в них невелики – 0.7–1.7 г/т, только в одной пробе достигает 8.7 г/т. В целом, спектры распределения редких и REE во флюорите первой группы сходны со спектрами флюорита из щелочных гранитов (Е-400), отличаясь от последних относительно низкими содержаниями высокозарядных элементов (Nb, Ta, Zr, Hf).

Вторая, наиболее многочисленная группа флюорита, отобранного из разных рудных зон месторождения (см. табл. 7), характеризуется, как правило, низкими содержаниями Nb, Ta, Zr и Hf, высокими Sr, и отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.69$). Содержания Ве в них достигают 850 г/т (рис. 4.28ж). За редким исключением во флюорите этой группы отмечено небольшое преобладание легких редких земель (LREE) над тяжелыми (HREE) ($\text{Ce}/\text{Yb}_N = 9.8$, сумма редких земель в нем почти на порядок меньше, чем во флюорите первой группы ($\Sigma\text{REE} = 150$)). Вторая группа ближе по спектру распределения элементов к кристаллическим известнякам с характерным максимумом содержания Sr.

Флюорит третьей группы, также представленной в различных рудных зонах месторождения (табл. 7, рис. 4.28з) характеризуется небольшой отрицательной европиевой аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.70$) и слабым фракционированием REE ($\text{Ce}/\text{Yb}_N = 2.8$). В нем помимо повышенных содержаний Sr отмечаются повышенные содержания Nb, Ta, Zr, Hf, в меньшей степени Th. Концентрация Ве в нем широко варьирует – от 7 до 2146 г/т. Это, скорее всего, связано с присутствием в данных кристаллах флюорита микровключений бериллиевых минералов, а также, возможно, колумбита, монацита, бастнезита. В целом эта группа флюорита по спектру распределения ближе всего к кристаллическим известнякам.

Калиевые полевые шпаты также можно разделить на группы в соответствии с их геохимическими характеристиками. Наиболее контрастно выделяются две группы, различающиеся по содержанию Eu и Sr. Первая группа небольшая, это

калиевые полевые шпаты из остаточных пегматитов массива «Шток» (Е-2/98, Е-350/3) и из самого массива (Е-400, Е-401). Они характеризуются низким содержанием Sr, Eu/Eu* = 0.26. Сформированные с их участием пегматиты обогащены Th, U и REE, содержание берилля достигает 3.4 г/т (см. табл. 7, рис. 4.28и). Для пегматитов характерны содержания REE, что скорее всего, связано с их накоплением в остаточном расплаве.

Вторая группа калиевых полевых шпатов (обр. Е-223, Е-233, Е-248, Е-413, Е-512, Е-768/1) характеризуется высокими содержаниями Rb, Pb и в особенности Sr, Eu/Eu* = 7.79, в целом для них характерно преобладание легких LREE (Ce/Yb)_N = 14.66, содержание берилля достигает 85 г/т (см. рис. 4.28к). По распределению редких и REE эта группа наиболее близка к калиевому полевому шпату из сиенитов массива «Сиенит» (Е-783а). Для обеих групп калиевых полевых шпатов характерно повышенное содержание Zr и Hf, за исключением пробы (Е-2/98), представляющей наиболее дифференцированный пегматит, редкоэлементный спектр которого очень схож со спектром распределения редких элементов в кристаллических известняках.

Результаты проведенных исследований достаточно полно характеризуют геохимическую специфику ведущей группы минералов из руд месторождения. В целом они позволяют бериллиевые минералы, флюорит, калиевые полевые шпаты и апатит по распределению редких и REE разделить на две группы, одна из которых близка к вмещающим оруденение известнякам, очень редко скариам (мелинофан), другая к щелочным гранитам массива «Шток». Ранние рудные ассоциации, к которой принадлежит фенакит, эвдиодимит из специфической XVIII рудной зоны, а также флюорит и калиевые полевые шпаты из пегматитов и жил, имеют спектры распределения редких и REE, близкие со спектрами щелочных гранитоидов. Более поздние бериллиевые минералы – бавенит, миларит, мелинофан, которые образовывались на флангах рудных тел и в жилах, а также апатит, вторая и третья группа флюорита и вторая группа калиевых полевых шпатов по геохимическим особенностям близка к кристаллическим известнякам. Главные тенденции в изменении состава флюорита проявляются в уменьшении дефицита Eu и суммы REE. Скорее всего, все приведенные выше данные свидетельствуют о понижении температуры и концентрации рудообразующих растворов, а также о существенном влиянии вмещающих осадочных пород.

Включения в щелочных лейкогранитах массива «Шток»

При проведении комплексных исследований магматизма и рудообразования на Ермаковском бериллиевом месторождении нами были выполнены работы по изучению расплавных включений во вкрапленниках кварца синрудных щелочных лейкогранитов массива «Шток».

Ф.Г. Рейфором [1999, 2003, 2004, 2008] на основе изучения флюидных и расплавных включений впервые установлено, что Ермаковская и Оротская интрузии щелочных гранитов, сопровождаемые разномасштабным бериллиевым оруденением, образованы отдельными порциями магмы из единого магмати-

ческого источника, внедрившихся на разных стадиях его дифференциации. На Ермаковском месторождении кристаллизация магмы происходила в интервале 840–640 °С, магма обогащена H_2O от <3.9 до 6.7% и F < от 2.6 до 4.1, концентрация Ве в ней варьирует от <0.1 до 2.3 г/кг.

Во вкраплениниках кварца трех образцов щелочных лейкогранитов, отобранных из различных зон массива «Шток», были обнаружены первичные расплавные включения. Синегенетических флюидных включений обнаружено не было. В кварце этих гранитоидов также отмечались кристаллические включения, представленные щелочным амфиболом и щелочным полевым шпатом. Все расплавные включения раскристаллизованы и имеют форму отрицательных кристаллов, сильно искаженных за счет осажденного на их стенах вакуолей кварца (рис. 4.29). В раскристаллизованном теле включений отмечаются дочерние кристаллы щелочного амфиболя, радиально-лучистые агрегаты чешуек слюды и удлиненные кристаллы щелочного полевого шпата. Во многих включениях отмечается едва различимый маленький газовый пузырь. Размеры расплавных включений преимущественно 10–20 мкм, редко встречаются включения до 30 мкм, но они, как правило, «взорваны» и окружены ореолом мелких включений.

Опыты по гомогенизации расплавных включений проводились в аппарате высокого давления в ИЭМ РАН Т.П. Саловой. Выдержка при постоянных температуре и давлении составляла 24 ч. Давление в опыте – 3 кбар, температура – 750 °С. После опыта с заданными параметрами в двух образцах расплавные включения были полностью гомогенизированы и состояли из прозрачного стекла. Расплавные включения третьего образца оказались частично гомогенизованными. В них оставались реликты темноцветных минералов и небольшой газовый пузырь, заключенные в прозрачное стекло. Тот факт, что не все расплавные включения были гомогенизированы, свидетельствует о температуре в опыте, близкой к истинной температуре расплава.

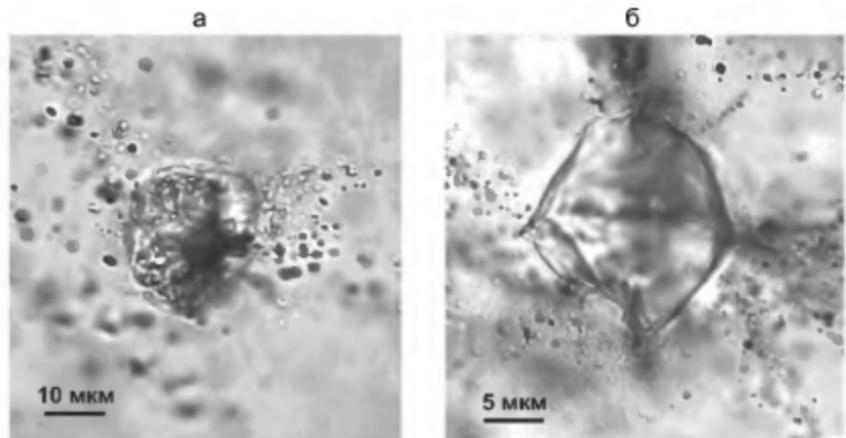


Рис. 4.29. Расплавные включения в кварце щелочно-гранитного массива «Шток». а – раскристаллизованное включение до опыта по гомогенизации; б – гомогенизированное расплавное включение (750 °С, 3 кбар)

В гомогенизированных стеклах расплавных включений двух образцов содержания SiO_2 варьируют от 73.6 до 78.1 мас.% (табл. 8). Исключение составляет один образец с SiO_2 68.4 мас.%. Для всех стекол характерны высокие содержания щелочей, достигающие в сумме 11 мас.%, и коэффициент агапитности преимущественно выше 1 (от 0.9 до 1.6). Петрогенные элементы в гомогенных стеклах отчетливо коррелируют с SiO_2 . Отрицательные тренды отмечаются для TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O и CaO . Al_2O_3 не коррелирует с SiO_2 , его содержания варьируют от 8.6 до 14 мас.%. Исключением являются включения образца Е-300, содержащие Al_2O_3 в количествах менее 12 мас.%. Для них намечается положительная корреляция SiO_2 с Al_2O_3 , MgO , CaO и P_2O_5 , в целом, не характерными для щелочных гранитов элементами, содержания которых в стеклах расплавных включений составляют менее 0.15 мас.%; отчетливых тенденций в поведении для этих элементов не наблюдается. Среди отличий составов включений двух образцов можно отметить более высокие в стеклах образца Е-400 концентрации K_2O , Al_2O_3 и более низкие – TiO_2 и FeO . Составы пород, во вкраепленниках которых изучались расплавные включения, в целом, идентичны составам включений.

В нормативном составе стекол расплавных включений и щелочных гранитов преобладающими компонентами, составляющими в сумме более 85%, являются кварц, альбит и ортоклаз. Все стекла и породы содержат нормативный акмит в количестве от 0.4 до 3.7%, а некоторые из них метасиликат натрия от 1.8 до 5.5%.

Крупные гомогенные включения стекла размером более 30 мкм были проанализированы на содержания элементов-примесей и воды на ионном мицроплане. Все гомогенные стекла двух образцов и щелочные лейкограниты имеют идентичные спектры распределения микроэлементов (рис. 4.30). Для них типичны значительные минимумы содержания Ba , Sr , Ti и максимум Zr относительно среднего состава континентальной коры. В стеклах расплавных включений европиевый минимум выражен не так четко, как в щелочных гранитах. Все породы и стекла отличаются высокими содержаниями большинства высокозарядных и крупноионных редких элементов (Zr , Nb , Ta , Hf , Th , U), в несколько раз превышающими средние их концентрации в континентальной коре. Вариации содержаний этих элементов в стеклах составляют более одного порядка. Для спектра редкоземельных элементов характерно незначительное обогащение легкими элементами относительно тяжелых. Нормированные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ варьируют от 0.9 до 4.4 и в среднем составляют 1.9.

Особый интерес представляют содержания Be в расплавах щелочных гранитов. Так, гомогенные стекла расплавных включений содержат от 11 до 25 г/т Be . Такие концентрации являются высокими, как по сравнению со средним составом континентальной коры, где содержание Be оценивается в 1.5 г/т, так и по сравнению с некоторыми редкометальными щелочными лейкогранитами и не являются редкостью. Например, расплавные включения в кварце редкометальных (Zr , Nb , REE) щелочных гранитов массива Халдзан-Бургейтей в западной Монголии содержат до 340 г/т Be .

В гомогенизированных стеклах расплавных включений содержания почти всех высокозарядных микроэлементов коррелируют между собой, что сви-

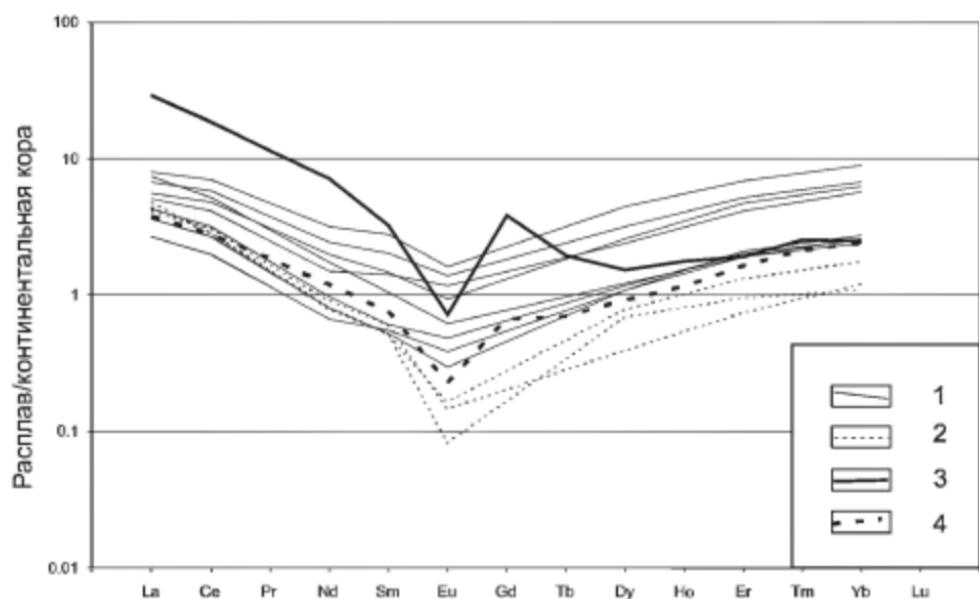
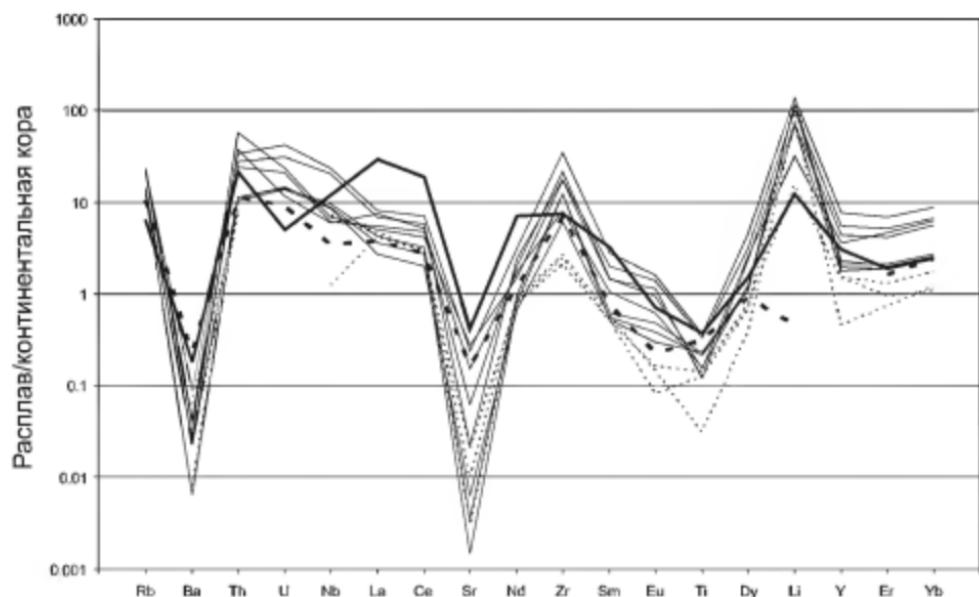


Рис. 4.30. Диаграммы распределения несовместимых и редкоземельных элементов в расплавленных включениях и щелочных гранитах массива «Шток».

1, 2 – расплавные включения: 1 – обр. E-300, 2 – E-400; 3, 4 – щелочные граниты: 3 – обр. E-300, 4 – E-400

действует об их накоплении в остаточном расплаве во время образования включений. Эти элементы могут быть использованы как показатели процесса кристаллизационной дифференциации и его направленности. Другим показателем кристаллизационной дифференциации является коэффициент агпантности, значения которого увеличиваются от ранних, менее дифференцированных порций расплава к более поздним, хотя его использование ограничено, если среди кристаллизующихся фаз значительная доля принадлежит щелочным темноцветным минералам. Прямая корреляционная зависимость между Ка и несовместимыми редкими элементами (Zr , Nb , Y , U , Th , REE и др.) в стеклах расплавных включений щелочных лейкогранитов Ермаковского месторождения подтверждает возможность использования и Ка, и содержаний микроэлементов в качестве индекса дифференциации магматического расплава.

Содержания указанных выше микроэлементов, как и Ка, находятся в обратной корреляционной зависимости с содержанием кремнезема, что свидетельствует о том, что при захвате растущими кристаллами кварца капель расплава последний обеднялся кремнеземом и обогащался Na_2O , K_2O , FeO и несовместимыми элементами. Такая направленность кристаллизационной дифференциации не является обычной для пород кислого состава. Тем не менее, по расплавным включениям в кварце пантеллеритов бимодальной вулкано-плутонической ассоциации хр. Тост в Южной Монголии была установлена подобная тенденция, которая также фиксировалась и по составам вулканических пород [Козловский и др., 2005].

Магмы щелочных лейкогранитов Ермаковского месторождения богаты летучими компонентами, однако не являются насыщенными ими. Содержание воды в них варьирует от 3.5 до 6.7 мас.%. Какие-либо закономерности ее поведения пока не установлены, наблюдается лишь обратная корреляция с Ка и содержанием фтора. Концентрация F в расплаве варьирует от 0.76 до 2.27 мас.%. Самыми богатыми фтором являются наиболее дифференцированные магмы с максимальными концентрациями несовместимых элементов и Ка. Также отмечается отчетливая отрицательная корреляция SiO_2 с фтором, подтверждающая накопление последнего в остаточном расплаве по мере удаления кристаллизующегося кварца. Содержание В в расплавах относительно высокое и изменяется от 7 до 80 г/т. Отмечена его положительная корреляция с несовместимыми элементами в диапазоне содержаний менее 30 г/т. Расплавы с высокой концентрацией бора на вариационных диаграммах располагаются обособленно.

Таким образом, установлено, что магмы гранитоидов имели щелочно-гранитную геохимическую специфику и характеризовались повышенными содержаниями Zr , Be , B и пониженными Ba , Sr и Ti .

4.2. Оротское берtrandитовое месторождение

Оротское берtrandитовое месторождение расположено в 15 км на северо-запад от поселка Кижинга (см. рис. 3.3) и в 28 км к северо-востоку от Ермаковского месторождения. В строении Оротского месторождения принимают

участие различные магматические породы. Месторождение пространственно связано со щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса и вулканическими породами, слагающими Оротский палеовулкан.

Геологическое строение месторождения

Оротское берtrandитовое месторождение в структурном отношении приурочено к горстовому обрамлению Цаган-Хуртейского грабена, одного из крупнейших в строении раннемезозойской рифтовой зоны Западного Забайкалья [Ярмолюк и др., 2001]. Этот грабен выполнен мощными (>3 км) вулканическими толщами бимодальной базальт-комендитовой ассоциации цаган-хуртейской свиты и массивами щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса. В пределах горстового обрамления вулканизм не имел сплошного распространения. Здесь формировались обособленные вулкано-плутонические ассоциации, связанные с деятельностью отдельных вулканов. В бассейне рек Джида и Кижинга и в междуречье рек Хилок и Уда выделены Кижингинская, Шубутуйская, «Арал» (Оротская), Могзонская и др. вулкано-тектонические структуры [Гордиенко, 1987]. С одной из таких построек – Оротским вулканом, расположенным на периферии вулкано-тектонической структуры «Арал», и связано Оротское берtrandитовое месторождение. По данным И.В. Гордиенко [1987] и В.В. Скрипкиной [1982], Оротский вулкан имеет диаметр около 2,5–3 км, а по морфологическим особенностям он относится к кальдерным структурам с центральным лавовым некром и колыцевой интрузией (рис. 4.31).

Сложной формы некк, вытянутый в меридиональном направлении на 800 м вдоль восточного края кальдеры, сформирован на месте выводящего канала и заполнен трахириолитами с многочисленными обломками боковых пород (эруптивная брекчия). Некк окружен ореолом окологерловской брекчии, которая представляет собой раздробленные боковые породы, подвергшиеся гидротермально-метасоматическим преобразованиям с наложением рудной берtrandитовой минерализации.

Геологический фон при формировании Оротского месторождения определяли в основном габброиды атарханского комплекса, гранитоиды баргузинского и малокуналейского комплексов, а также вулканические породы цаган-хуртейской свиты.

Атарханский комплекс. Наиболее ранними интрузивными породами в пределах Оротского рудного поля (по данным геологоразведочных работ В.В. Скрипкиной) считаются габбро-диориты и диориты атарханского комплекса, условно отнесенные к позднему палеозою (рис. 4.31). Габбро-диориты и диориты представлены небольшими ксенолитами в гранитоидах второй фазы баргузинского комплекса.

Баргузинский комплекс. Наиболее широко в пределах Оротского рудного поля развиты гранитоиды второй и третьей фаз баргузинского комплекса (см. рис. 4.31), локализованные в основном в северной и северо-восточной частях поля. Вторая фаза баргузинского комплекса на месторождении представлена среднезернистыми равномернозернистыми биотитовыми гранитами, третья

мелкозернистыми лейкократовыми гранитами, слагающими штоки или дайкообразные тела среди биотитовых гранитов второй фазы.

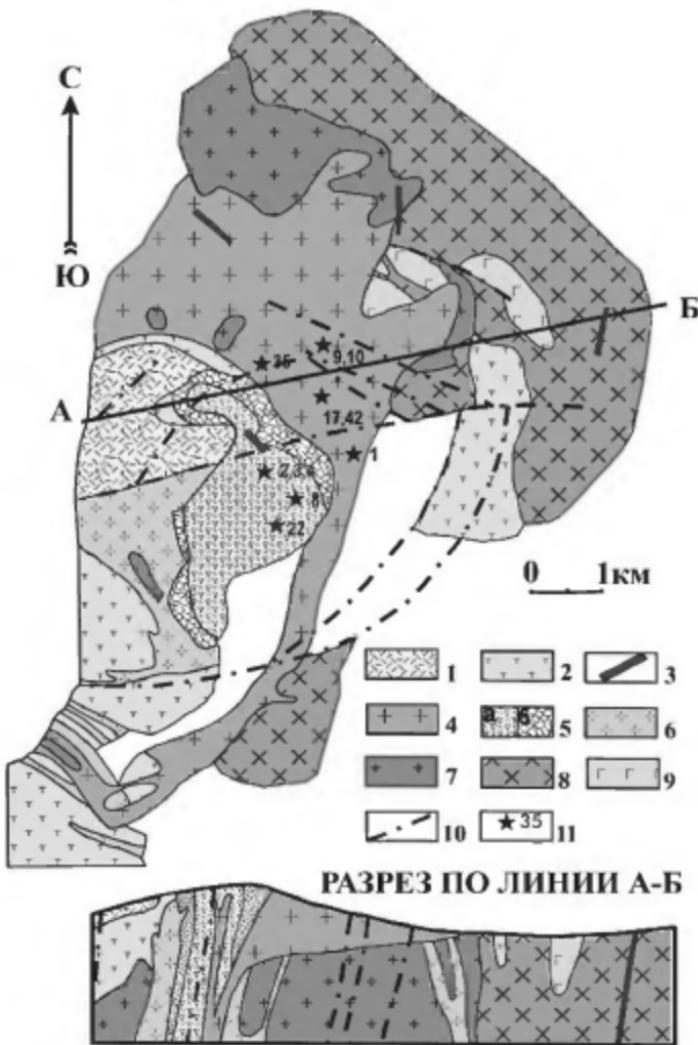


Рис. 4.31. Схема геологического строения Оротского месторождения.

1 – трахирнолиты алентуйской свиты; 2 – трахизабазалты, трахирнолиты, трахиты, андезитобазальты суженской свиты; 3 – дайки сиенитов, диоритов и фельзитов малокуналейского комплекса; 4 – гранитоиды малокуналейского комплекса; 5 – Ортская вулканическая постройка; а – эзувиновые брекчины трахидазитов, риолитов, комендитов, б – окологжерловые образования; 6 – дайки и небольшие тела позднепермских сиенит-порфиров; 7 – мелко-среднезернистые граниты третьей фазы баргузинского комплекса; 8 – биотитовые граниты второй фазы баргузинского комплекса; 9 – габбро-диориты и диориты атарханского комплекса; 10 – разрывные нарушения; 11 – места отбора проб

В южной и юго-западной частях месторождения встречаются дайки и небольшие тела сиенит-порфиров, возраст которых определен как позднепермский [Гордиенко, 1987]. Это массивные мелко-среднезернистые породы, часто брекчированные и гидротермально измененные.

Цаган-хуртейская свита. В строении Оротского вулкана принимают участие остатки покровных вулканических толщ (см. рис. 4.31), жерловые и субвулканические фации раннемезозойской цаган-хуртейской свиты (подробное ее описание приведено выше). Вулканический комплекс представлен пирокластическими, лавокластическими и туфогенно-осадочными образованиями (клластолавами, туфами и туфобрекчиями, туфоалевролитами, туфогравелитами, туфоконгломератами) кислого и среднего составов нормальной и повышенной щелочности – фельзитами, трахитами, трахириолитами, риодакитами, трахириолитовыми порфирами, дацитами, андезитами, риолитами. Мощность этих отложений – 250–300 м, залегают они на баргузинских гранитах. С малокуналейскими гранитоидами взаимоотношения вулканических пород Оротского вулкана близко-одновременное. Возраст вулкана условно был принят как раннепермский [Гордиенко, 1987]. Позднее было установлено, что цаган-хуртейская свита формировалась в позднем триасе между 207–212 млн лет назад [Воронцов и др., 2004].

Суженской свите. В пределах Оротского рудного поля развиты породы суженской свиты, условно отнесенной к ранней перми. Они представлены вулканическими образованиями основного состава: трахибазальтами, трахиандезитобазальтами, их туфами и туфобрекчиями.

Алентуйская свита. К ней отнесены вулканические образования, развитые в северо-западной части месторождения. Они представлены трахириолитами с обломками и гальками подстилающих пород. Свита условно отнесена к ранней перми.

Четвертичные отложения. Местами на месторождении развиты четвертичные отложения. Они представлены аллювием и распространены незначительно. Аллювий сложен песками, щебнем, галечником, глинами и суглинками.

Малокуналейский комплекс. Бериллиевое оруденение на Оротском месторождении локализуется в мелко-среднезернистых массивных порфировидных щелочных лейкогранитах малокуналейского комплекса. Интрузия этих гранитов имеет форму полукольцевой дайки, переходящей в однослойный лакколит, развитый с северо-восточной стороны Оротского палеовулкана.

Дайки малокуналейского комплекса. Самыми поздними интрузивными породами на месторождении являются различные по составу дайки малокуналейского комплекса, сложенные сиенитами, диоритами и фельзитами. На месторождении дайки встречаются достаточно редко и размещены неравномерно, наиболее часто они развиты с северо-восточной стороны кальдеры, где располагаются в зоне разломов, выполняя дугообразные трещины.

Как уже отмечалось, бериллиевое оруденение на месторождении располагается в северо-восточной части Оротской вулканической постройки. Оно приурочено преимущественно к малокуналейским гранитоидам, а иногда к окологерловым гранитовым брекчиям и вулканическим породам. Рудные тела представляют собой сочетание различных типов измененных, часто по-

ристых, выщелоченных мелко-среднезернистых щелочных гранитов и комендитов с порфировидной структурой и массивной текстурой. Рудные тела образуют гнездо- и линзообразные неправильной различной формы залежи. Мощность рудных тел меняется от 1–2 до 10 м, по простирианию они прослеживаются от 20 до 50 м, в отдельных случаях до 150 м, по падению – до 270 м. Для рудных тел характерны пережимы, раздувы и резкие выклинивания. Они выделяются по интенсивной гидротермальной проработке вмещающих порфировидных лейкогранитов: каолинизация (дикит), гематитизация, омаргантцеванию и выщелачиванию (вынос K_2O и Na_2O). Главным бериллиевым минералом является берtrandит. По результатам разведочных работ на месторождении в скважинах 25 и 26 на глубине 200 м в каолинизированных лейкогранитах установлено присутствие фенакита. Попутным промышленным минералом является циркон [Заболотная и др., 1983; Куприянова и др., 1996].

Петрографо-минералогическая характеристика магматических пород и руд

Цаган-хуртейская свита. В пределах месторождения нами выделен комплекс вулканических пород – риодакты, щелочные трахидациты, трахириолиты, риолиты. Они характеризуются порфировыми, реже стекловатыми афирами структурами. В щелочных трахидацитах, трахириолитах во вкрацленниках преобладает щелочной полевой шпат, в подчиненном количестве присутствует кварц, амфибол и биотит. Основная масса характеризуется микрофельзитовой, микросферолитовой структурой и представляет собой микрографические сростки кварца и калинатрового полевого шпата. Эти сростки окружены стекловатым базисом, в котором присутствуют игольчатые микролиты эгирина.

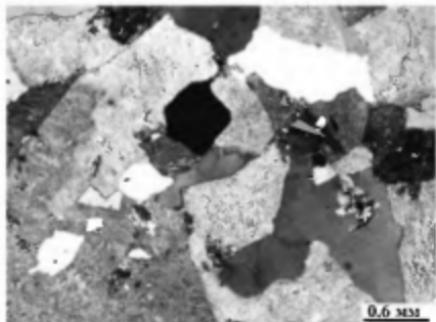
Малокуналейский комплекс. Развитые на месторождении ранитоиды малокуналейского комплекса – это массивные средне-крупнозернистые породы сероватого цвета с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из калиевого полевого шпата (75–85%), кварца (15–25%), реликтов биотита по эгирину (1%), редких албита и магнетита, в качестве акцессорных минералов присутствуют циркон, сфеен и флюорит (рис. 4.32а). Калиевый полевой шпат часто пелитизирован и пертитизирован.

Дайки малокуналейского комплекса на месторождении представлены сиенитами, фельзитами и базитами.

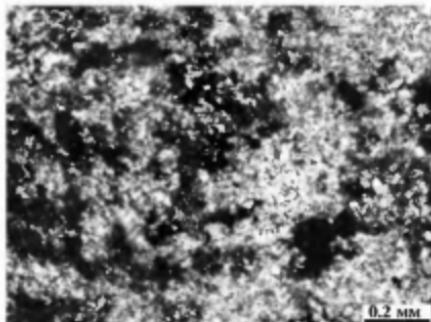
Сиениты состоят из таблитчатых кристаллов микроклин-пертита, олигоклаза и кварца в разных количественных соотношениях. В наиболее кислых разновидностях темноцветные минералы отсутствуют, в менее кислых представлены единичными зернами биотита. Текстура, в основном, массивная, структура иногда порфировидная. Часто породы сильно карбонатизированы.

Дайки базитового состава большей частью имеют микрозернистую структуру, редко отмечаются порфировидные их разновидности. Среди главных минералов отмечаются плагиоклаз, роговая обманка, эгирин-авгит, ильменит, второстепенными и акцессорными минералами являются апатит, рутил.

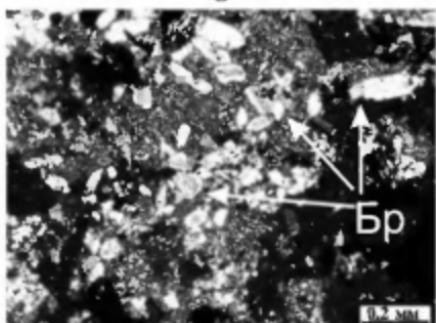
а



б



в



г

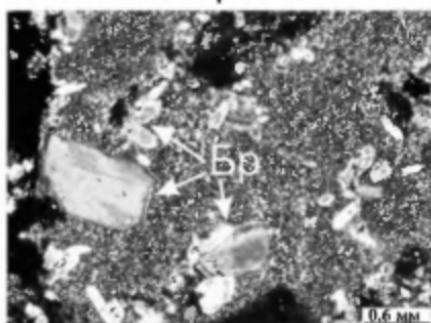


Рис. 4.32. Фотографии шлифов гранитоидов Оротского месторождения.

а – лейкогранит (обр. Оро-9); б – гидроксиды железа и марганца в измененных гранитоидах (Ве руды) (обр. Оро-17); в, г – берtrandит (Бр) в рудах

Фельзиты представляют собой массивные породы лилового, сиреневато-серого или розового цвета с микроаплитовой, микросферолитовой и фельзитовой структурой основной массы. Присутствуют редкие вкрапленники таблитчатых кристаллов калинатрового полевого шпата. Основная масса состоит из призматически-зернистых микролитов калиевого полевого шпата и плагиоклаза. Аксессорные минералы: сфен, апатит, циркон и рутил.

Руды месторождения, как правило развивающиеся по гранитоидам малокундайского комплекса, это серые, мелко-среднезернистые породы с массивной текстурой, иногда порфировидной структурой, пористые. Минералы в рудах те же, что и в гранитоидах, плюс новообразованные – диккит, гематит, карбонаты, а также гидроксиды железа и марганца (рис. 4.32б), псевдоморфно замещающие полевой шпат, иногда кварц, который потом частично переотлагается и участвует в выполнении миарол. Миароловые образования сложены в основном кварцем, иногда магнетитом, сфеном, а также флюоритом. В центре миарол отмечены мелкие пустоты с друзами кварца. Встречаются также прожилки и пустоты, выполненные халцедоном. Флюорита в рудах он развит мало, преимущественно на флангах рудных тел. Главным бериллиевым минералом руд является берtrandит (0.03–0.3 мм), тесно ассоциирующий с диккитом (рис. 4.32в, г).

Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических пород и руд

Вмещающие бериллиевые оруденение гранитоиды малокуналейского комплекса (табл. 9, 10, обр. Оро-1, Оро-7, Оро-9, Оро-10, Оро-14, Оро-35) и вулканиты (см. табл. 9, 10, обр. Оро-2, Оро-3, Оро-4, Оро-8, Оро-13), слагающие Оротскую вулканическую постройку, являются субщелочными, реже щелочными породами. Содержание SiO_2 в гранитоидах варьирует в широких пределах – от 66.1 до 82.4% (рис. 4.33), концентрация $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ меняется от 5.8 до 10.6% при преобладании K_2O над Na_2O . Коэффициент агпантности для гранитоидов колеблется от 0.3 до 0.9 в зависимости от степени измененности гранитоидов.

Поведение петрогенных элементов в неизмененных породах малокуналейского комплекса и в вулканитах похоже: с увеличением в них содержаний SiO_2 происходит обеднение пород Na_2O , K_2O , Al_2O_3 , MgO , P_2O_5 , TiO_2 , CaO (табл. 9, рис. 4.34).

В отличие от них в гранитоидах с наложенной берtrandитовой минерализацией с ростом SiO_2 отмечается обеднение Na_2O с 3.85 до 0.03 мас.%, в меньшей мере K_2O при относительном росте содержаний $\text{FeO}_{\text{общ}}$ и MnO . Такой характер поведения петрогенных элементов может быть связан с практически полным замещением калиевого полевого шпата каолинитом, диккитом, гидроксидами железа и марганца (см. табл. 9, пробы: Оро-17, Оро-18, Оро-19, Оро-36, Оро-42). В бериллиевых рудах K_2O в основном очень низкий – 0.04–0.1, лишь иногда повышается до 0.33. Значения K_2O , наряду с поведением Na_2O , K_2O и MgO , могут служить геохимическим признаком наличия рудной минерализации. Содержания бериллия в гранитоидах широко варьируют, по нашим данным, от 3090 до 8600 г/т. В рудах наблюдается достаточно четкая закономерность: с ростом в них содержания бериллия возрастает концентрация железа и уменьшается кремнезема (см. табл. 9, 10, рис. 4.34).

Рис. 4.33. Диаграмма $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для пород Оротского месторождения [Классификация..., 1997].

1 – гранитоиды малокуналейского комплекса; 2 – вулканические породы, слагающие Оротскую вулканическую постройку; 3 – гранитоиды с наложенной берtrandитовой минерализацией (руды)

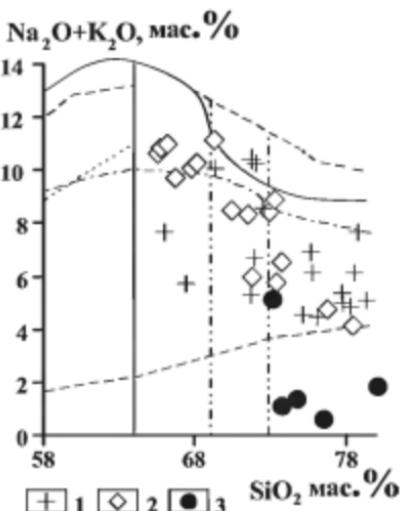
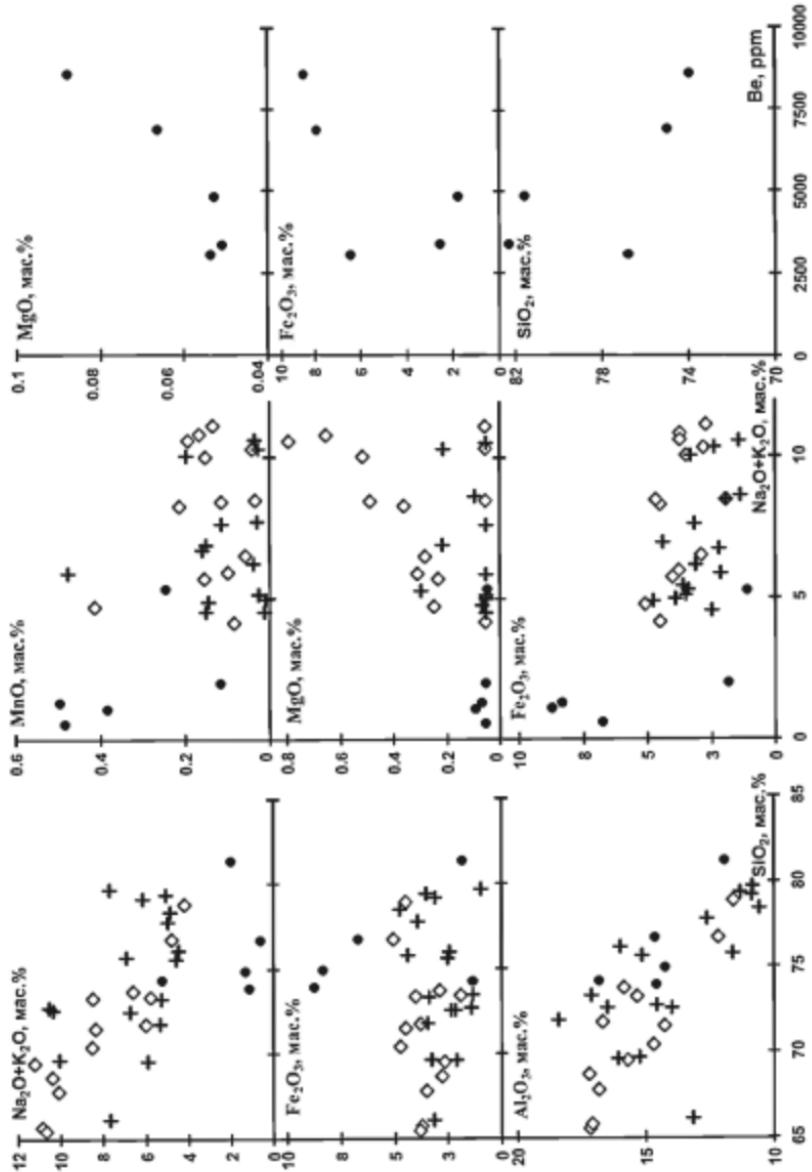


Рис. 4.34. Графики распределения петрогенных элементов в породах Ортского месторождения.
Условные обозначения см. рис. 4.33



Лейкограниты малокуналейского комплекса и вулканиты, слагающие Оротский вулкан, по распределению редких и редкоземельных элементов являются достаточно похожими. Для них характерны относительно низкие содержания бария, цезия, стронция, титана, ниобия, tantalа и европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.35$) и высокие свинца, тория, урана, рубидия, калия иногда циркония и гафния (табл. 10, рис. 4.35а, б). При этом наблюдается небольшое преобладание легких редкоземельных элементов над тяжелыми (La/Yb)_N от 4 до 12.

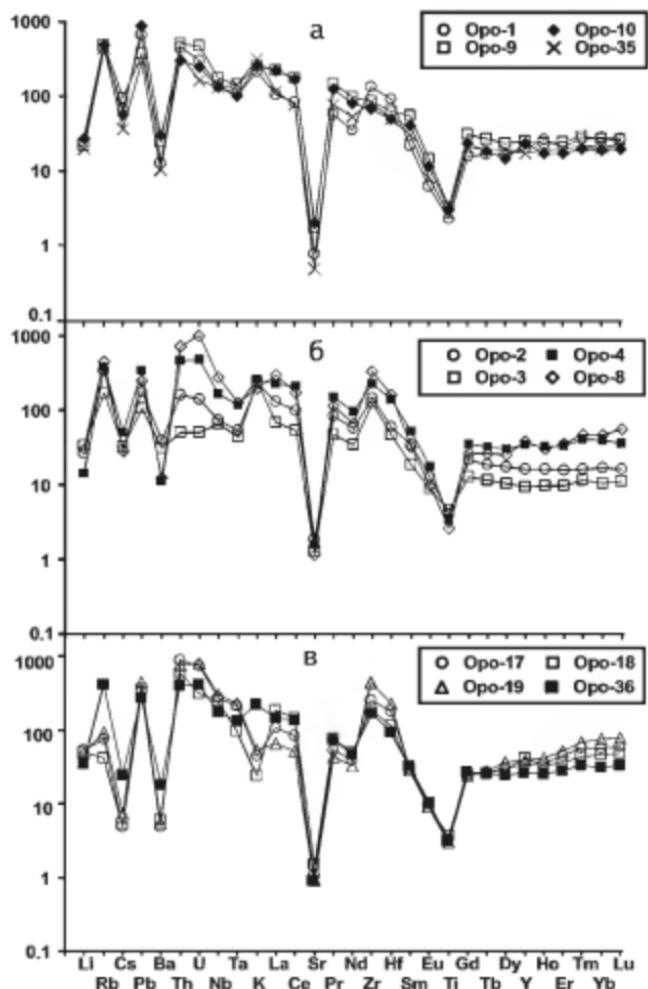


Рис. 4.35. Графики распределения элементов-примесей для пород Оротского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

а – гранитоиды малокуналейского комплекса; б – вулканические породы, слагающие Оротскую вулканическую постройку; в – гранитоиды с наложенной берtrandитовой минерализацией (руды)

Среди вулканитов выделяются две группы пород (см. рис. 4.35б), различающиеся по поведению редких и редкоземельных элементов. Первая группа по распределению элементов близка к гранитоидам малокуналейского комплекса, а вторая отличается более низкими содержаниями редкоземельных элементов, а также тория, урана, ниобия и тантала. Наличие европиевого минимума в спектре распределения редкоземельных элементов ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.42$), скорее всего, обусловлено разложением полевого шпата.

По сравнению с неизмененными гранитоидами в гранитоидах с наложенной берtrandитовой минерализацией (рудах) отмечаются несколько повышенные содержания ниobia, циркония, гафния, иттрия, тория, урана, а также LREE и относительно пониженные цезия, рубидия, бария, калия и европия. Исключение представляет проба Оро-36, в которой зафиксированы наиболее высокие содержания калия (табл. 10, рис. 4.35в). В целом распределение редких элементов в рудах и вмещающих их породах сходное, что может свидетельствовать об их генетических связях.

На дискриминационных диаграммах $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-(\text{FeO}/\text{MgO})$, по [Whalen et al., 1987], гранитоиды как с наложенной бериллиевой минерализацией, так и неизмененные, попадают в поле составов гранитов А-типа (рис. 4.36).

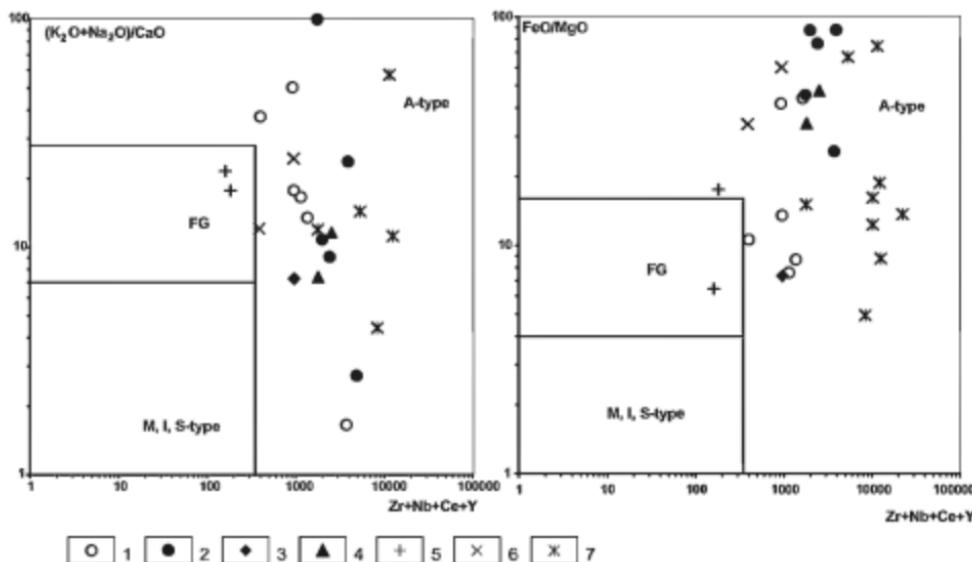


Рис. 4.36. Дискриминационные диаграммы $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$ и $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-(\text{FeO}/\text{MgO})$ для гранитов Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений.

1, 2 – магматические породы Оротского месторождения: 1 – лейкограниты, 2 – лейкограниты с наложенной Ве минерализацией; 3, 4 – магматические породы Ауникского месторождения: 3 – дайка сиенита (проба Ау-737), 4 – лейкограниты; 5–7 – магматические породы Амандакского месторождения: 5 – лейкограниты, 6 – щелочные граниты, 7 – щелочные кварцевые сиениты

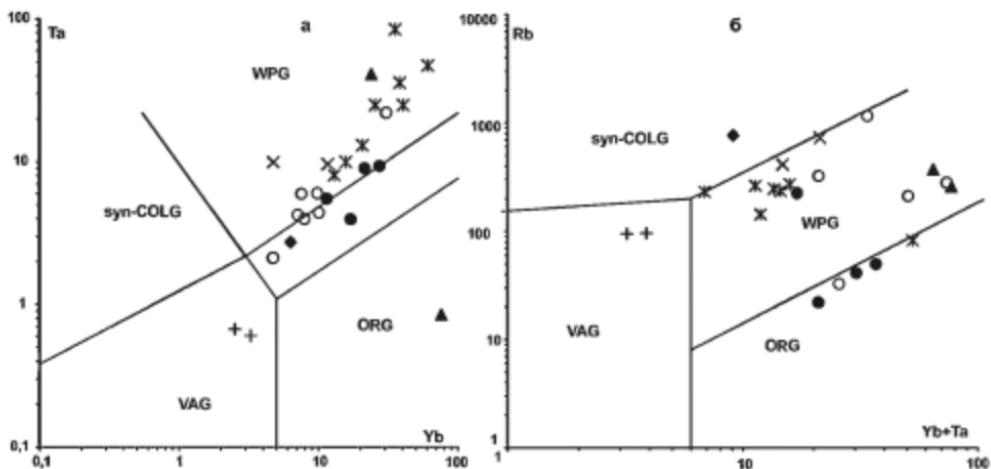


Рис. 4.37. Дискриминационные петрохимические диаграммы для гранитов Оротского, Ауникского и Амандакского месторождений, по [Pearce et al., 1984].
а – Та–Yb; б – Rb–(Yb+Ta).

Условные обозначения на рис. 4.36

На дискриминационной петрохимической диаграмме Yb–Ta (рис. 4.37а) все Оротские гранитоиды попадают в поле составов внутриплитных гранитов (WPG). На диаграмме (Yb+Ta)–Rb (рис. 4.37б) неизмененные гранитоиды также расположены в поле составов внутриплитных гранитов (WPG), а гранитоиды с наложенной бериллиевой минерализацией на границе поля (WPG) и (ORG).

По геохимической типизации магматических пород Л.В. Таусона [1977] гранитоиды Оротского месторождения относятся к *редкометальным гранитоидам щелочного ряда*.

4.3. Ауникское полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение

Это месторождение расположено в междуречье рек Чины и Малого Амалата, на восточном краю Западно-Забайкальской бериллиевой металлогенической провинции.

Геологическое строение месторождения

Ауникское месторождение относится к флюорит-берtrandит-фенакитовому типу и вместе с Амандакским торит-флюорит-фенакитовым месторождени-

ем и Верхне-Амандакским мало изученным рудопроявлением (см. рис. 3.4) слагают единый рудный узел [Назарова, 1965; Гинзбург и др., 1975, 1977]. По полученным в последнее время данным: [Аристов и др., 2005; Руженцев и др., 2007; Минина и др., 2006, 2007; Некрасов и др., 2006, 2007], в геологическом строении района выделяются несколько структурных этажей. Это Шаманская офиолитовая и Келянская островодужная ассоциации позднего рифея [Митрофанов и др., 1983; Гордиенко и др., 2010], а также Багдаринский – герцинский наложенный прогиб.

В районе бериллиевых месторождений прогиб сложен терригенно-карбонатными породами багдаринской ($C_{1-2}bg$), якишинской (D_3-C_1jak), точерской (D_3-C_1tc) и ороченской или тилимской ($D_{1-2}or$) свит (см. рис. 3.4) [Руженцев и др., 2005; Аристов и др., 2005; Минина и др., 2006]. Породы интенсивно дислоцированы, смяты в крупные линейные складки, осложненные деформациями высоких порядков и разломами. В тектонической структуре рудного узла огромную роль играют разломы разных масштабов, возраста и глубины. Наиболее протяженными, мощными и длительно развивающимися являются разломы северо-восточного направления, которые ограничивают с обеих сторон Шамансскую офиолитовую ассоциацию позднего рифея. С ними и системой сопутствующих им локальных разрывов связано внедрение в толщу осадочно-метаморфических пород трещинных тел гранитоидов раннемезозойского возраста [Гордиенко и др., 2010]. Это главным образом мелкие штоки и дайки субщелочных кварцевых сиенитов, сиенит-порфиров и альбититов, развитых на обоих месторождениях.

Ауникское и Амандакское месторождения приурочены к зоне краевых разломов Багдаринского средне-верхнепалеозойского прогиба и экзоконтактовым участкам штоков субщелочных и щелочных лейкогранитов в разных структурных обстановках [Булнаев, Посохов, 2006].

Ауникское полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение расположено в северо-западной части рудного узла за пределами Шаманской офиолитовой ассоциации и залегает среди сложнодислоцированных образований, отнесенных к якишинской (D_3-C_1jak), ороченской–тилимской ($D_{1-2}or$) и багдаринской ($C_{1-2}bg$) свитам (рис. 4.38).

Месторождение приурочено к ядру небольшой антиклинальной складки, сложенной массивными известняками, переслаивающимися с углисто-карбонатными и филлитовидными хлорит-кварц-глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками. Ось складки имеет северо-западное простижение. В этом же направлении ориентированы вытянутые вдоль боковых разломов трещинные тела рудоносных гранитоидов и ветвящиеся линзовидные залижи бериллиевых руд. При этом бериллиевое оруденение сосредоточено в ближнем экзоконтакте штока субщелочных лейкогранитов в пачках переслаивающихся карбонатных и алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород.

В строении Ауникского месторождения, по данным А.С. Назаровой [1965] принимают участие штоки субщелочных лейкогранитов, сиенит-порфиров и керсантитов, а также дайки сиенитового и базитового составов. По мнению А.С. Назаровой [1965], лейкограниты, сиенит-порфиры, керсантиты являются

образованиями разных фаз, тогда как К.Б. Булнаев [2006] считает, что все эти породы формировались близко одновременно и представляют собой фациальные разности.

Рудоносные субщелочные лейкограниты представлены небольшим штокообразным телом, вытянутым в северо-западном направлении. Максимальная ширина тела лейкогранитов на поверхности 60 м, на глубине она увеличивается до 100 м. По результатам разведочных работ отмечалось, что лейкограниты центральной части штока с приближением к эндоконтактовым участкам постепенно переходят в сиенит-порфиры. Менее крупные дайкообразные тела гранитоидов полностью сложены сиенит-порфирами.

Керсантиты слагают два небольших штокообразных тела в восточной части месторождения, залегающие среди известняков на некотором удалении от штока лейкогранитов (см. рис. 4.38). Особенностью их состава является присутствие многочисленных ксенолитов вмещающих известняков [Назарова, 1965].

В пространственном распределении и ориентировке дайковых тел в зависимости от их состава наблюдается определенная закономерность. Дайки, развитые на северо-восточном крыле рудоконтролирующей складки, залегают среди известняков и сложены сиенит-порфирами, а менее многочисленные дайки интрузивных пород, вскрытые на противоположном крыле структуры и локализующиеся в толще полимиктовых песчаников, фельзитовыми сиенит-порфирами. Обе группы даек расположены на некотором удалении от штока рудоносных гранитоидов, но вблизи рудных тел. Дайки базитового состава немногочисленны и развиты в западной части месторождения. О дорудном происхождении даек свидетельствует пересечение их мелкими зонами фтор-бериллиевой минерализации. По данным К.Б. Булнаева [2006] тела фельзитовых сиенит-порфиров прорывают шток рудоносных лейкогранитов.

Вблизи массива рудоносных субщелочных лейкогранитов во вмещающих осадочных породах развиты скарны и скарнированные породы, а также отмечается ороговиковование, окварцевание, флюоритизация, сульфидизация (пиритизация). Скарны состоят из диопсида, везувiana, волластонита, актинолита, эпидота, tremolита, кварца, полевого шпата.

На месторождении при проведении геологоразведочных работ выделены три субпараллельные линейно-вытянутые в северо-западном направлении минерализованные зоны дробления осадочно-метаморфических пород, сильно измененных kontaktово-метасоматическими процессами. В пределах этих зон отмечено до 35 рудных тел. Это сложные по форме, часто ветвящиеся по проширению линзовидные залежи, сосредоточенные в зоне ближнего эндоконтакта штока рудоносных лейкогранитов [Булнаев, Посохов, 2006]. Наиболее богатые участки рудных тел расположены в пропластках известняков и в меньшей степени в известково-углистых сланцах. Прослои сланцев минерализованы слабее и часто служат естественной границей рудных тел или являются безрудными пропластками внутри них. Основные рудные тела расположены или в непосредственной близости от штокообразного тела лейкогранитов, или, что гораздо реже, на удалении от него, где тяготеют к дайкам сиенитов. Часть тел контролируется плоскостями (контактовыми зонами) даек и массивом лей-

когранитов. По простиранию рудные тела прослежены на 150–300 м, иногда до 500 м, их мощность от 3 до 60 м, на глубину они прослежены до 350 м (см. рис. 4.38). Руды на месторождении в основном полевошпат-флюорит-фенакит-

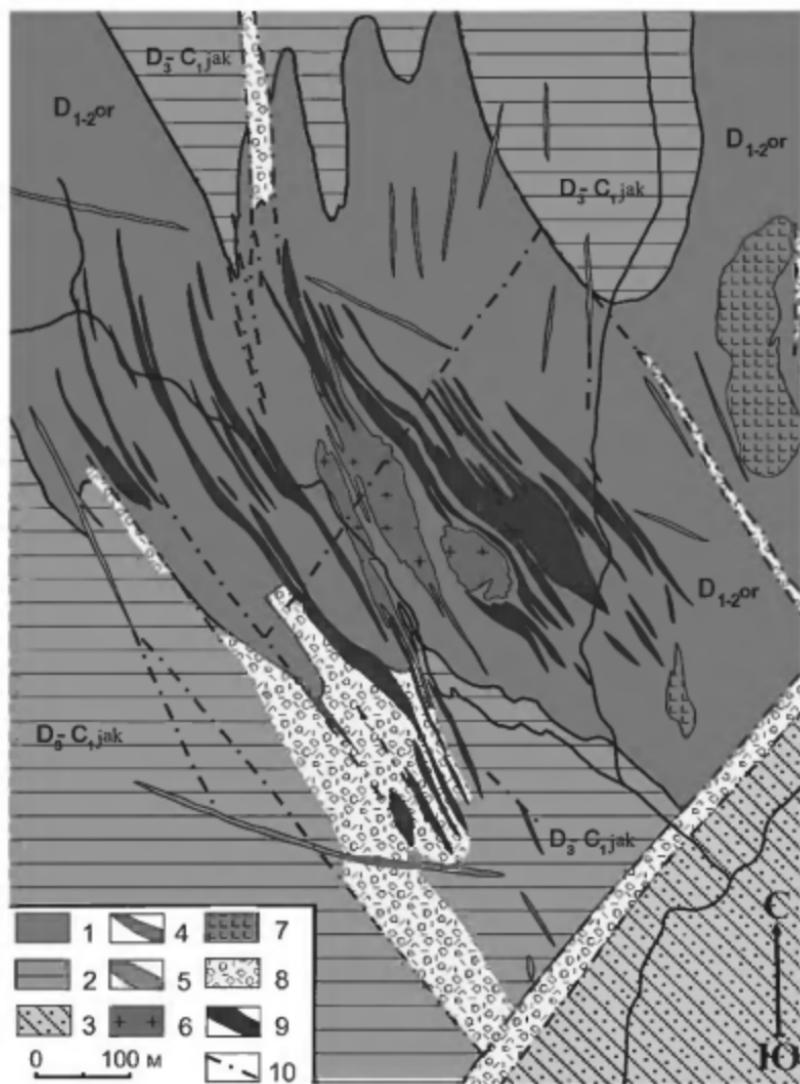


Рис. 4.38. Схема геологического строения Ауникского месторождения, по [Булнаев, 2006].

1 – известняки с прослойями сланцев; 2 – карбонатные сланцы с прослойями известняков; 3 – песчаники; 4 – дайки базитового состава; 5 – дайки сиенитов; 6 – лейкограниты; 7 – керсантиты; 8 – зона дробления и брекчирования; 9 – рудные тела; 10 – разрывные нарушения

берtrandитовые, основным рудным минералом в них является берtrandит, на его долю приходится примерно 60–80% всего берилия, заключенного в месторождении [Назарова, 1965].

В целом главные рудные тела месторождения представлены протяженными и достаточно выдержаными по глубине и мощности минерализованными зонами дробления вмещающих пород, в которых выделяются различные по текстуре и структуре руды, чередующиеся с безрудными прослойками. Флюорит-фенакит-берtrandитовая минерализация локализуется также в зонах экзоконтакта даек альбитизированных сиенит-порфиров, где связана с участками метасоматически измененных пород [Куприянова и др., 2011]. В эндоконтактовых участках даек обычно отмечается сеть тонких (0,1–1 мм) прерывистых флюорит-альбитовых прожилков с берtrandитом и ферриторитом, а в экзоконтактовых, в зависимости от состава вмещающих пород, встречаются либо массивные существенно полевошпат-флюоритовые руды с фенакитом и берtrandитом (в известняках), либо полевошпат-флюоритовые прожилки с берtrandитом, кальцитом и сульфидами (в сланцах).

Существуют разные представления об особенностях процесса формирования рудных тел Ауникского месторождения. По мнению А.С. Назаровой [1965], выделяются две стадии минерализации, различающиеся по активности щелочей, – флюорит-микро clin-фенакит-кварцевая и альбит-кварц-берtrandит-флюоритовая. К.Б. Булинаев [2006] считает, что формирование оруденения происходило в три стадии: кварц-микро clin-флюорит-фенакитовую при температуре 360–310 °C, альбит-флюорит-берtrandитовую при температуре 140–90 °C и сульфидную при 130–100 °C.

Как отмечалось, на месторождении руды в основном полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовые. По данным бурения, с глубиной наблюдается переход их в альбит-флюорит-фенакитовые. Кроме того, скважинами на глубине 145–190 м в зоне эндоконтакта альбитизированных и окварцованных гранитоидов была вскрыта зона молибденовой минерализации с содержанием элемента 0,02–0,80 мас.% [Булинаев, Посохов, 2006]. Молибденит сконцентрирован в многочисленных кварцевых прожилках в ассоциации с галенитом, сфалеритом, арсенопиритом. В другом случае скважинами подсечена окварцованный апикальная часть одного мелкого штока кварцевых сиенитов тоже с молибденом. Важно отметить, что ни в том, ни в другом случае молибденовая минерализация не сопровождается фтор-берилиевой. Эти две зоны оруденения располагаются зонально: молибденовая преимущественно в эндоконтакте интрузивов, в берилиевой на некотором удалении от них.

Петрографо-минералогическая характеристика магматических пород и руд

Субщелочные лейкограниты на Ауникском месторождении – это порфирийные, светло-серые, массивные породы с неоднородной мелко-среднезернистой и гипидноморфнозернистой структурой (табл. 11, 12, рис. 4.39, пробы Ау-738, Ау-739). Они состоят из кварца (40–50%), плагиоклаза (25–30%) и

калиевого полевого шпата (15–20%), среди акцессорных минералов (1–2%) отмечены сфен, циркон, магнетит, флюорит, монацит и ильменорутил. Небольшие штокообразные и дайкообразные тела сложены сиенит-порфирами [Назарова, 1965], которые нами, к сожалению, не были встречены и опробованы. По данным [Назарова, 1965; Булаев и др., 2006], они представляют собой полнокристаллические породы с аллотриоморфнозернистой с переходом в трахиготовую структурой, состоящие из относительно крупных кристаллов альбитизированного микроклина или кислого плагиоклаза, с которым постоянно ассоциирует небольшое количество позднего кварца (до 10%), биотита (5–7%), флюорита и кальцита, очень редко пироксена. Из акцессорных минералов установлены рутил, циркон, апатит.

Керсантиты неоднородны по минеральному составу и отличаются присутствием в них большого количества ксенолитов известняков и карбонатно-углистых сланцев. Керсантиты – это порфировидные темные массивные породы с мелкозернистой основной массой, состоящей из биотита и плагиоклаза, которые иногда замещены кальцитом и эпидотом. Основная масса имеет панидиоморфнозернистую структуру (табл. 11, 12, рис. 4.39, пробы Ау-736, Ау-736/1). Вкрапленники представлены измененным плагиоклазом и калиевым полевым шпатом, реже биотитом (см. рис. 4.39а). В большом количестве присутствуют акцессорный апатит и магнетит, вторичные минералы – хлорит, серпентит, карбонаты.

Дайки сиенит-порфиров и фельзитовых сиенит-порфров – это серые порфировые породы с мелкозернистой основной массой. В сиенитах вкрапленники представлены измененным калиевым полевым шпатом, реже кварцем. Основная масса состоит из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Отмечается достаточно сильная карбонатизация, много позднего флюорита, кварца и пирита (табл. 13, 14, пробы Ау-737). Фельзитовые сиенит-порфры тонкозернистые с мелкими вкрапленниками микроклина.

Основным минералом бериллиевых руд является флюорит, слагающий от 10 до 80%. А.С. Назаровой [1965] на Аунусском месторождении выделяются три генерации флюорита. Флюорит I-й генерации представлен, главным образом, неправильными зернами темно-фиолетового цвета пятнистой или зональной окраски и составляет от 15 до 70% от общего состава руд. По отношению к микроклину, кварцу и фенакиту его выделения идиоморфны и образуют почти мономинеральные слои (рис. 4.39б). Небольшие промежутки между зернами флюорита выполнены микроклином, кварцем и фенакитом, а также другими редкометальными минералами. Кварц и фенакит развиваются, как правило, по микроклину. В целом руды массивные, в тех случаях, когда в их минеральном составе преобладает флюорит, текстура становится ячеистой.

Флюорит 2-й генерации отличается светло-фиолетовой окраской. Минерал либо обрастает корродированные альбитом зерна раннего флюорита, либо образует в рудах хорошо ограненные кристаллы кубического габитуса. Этот флюорит обычно пространственно ассоциирует с рядом минералов, выделяющихся в следующей последовательности: альбит+кассiterит+кварц+ферротортит → берtrandит+флюорит → кальцит (или сидерит)+сульфиды.

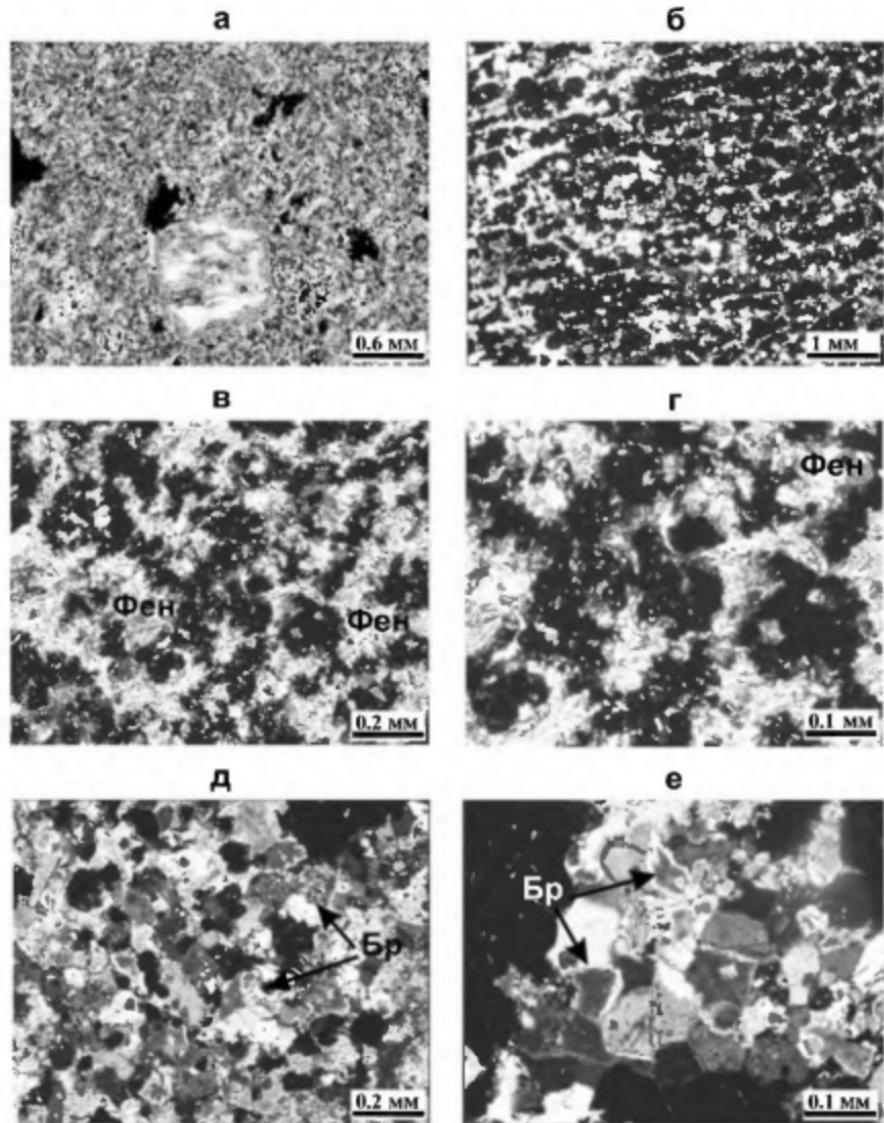


Рис. 4.39. Фотографии шлифов керсантита и веруд Ауникского месторождения.

а – мелкозернистая основная масса керсантита со вкрашенником КПШ (обр. Ау-736); б – полосчатые бериллиевые руды (обр. Ау-738/2); в, г – мелкие иголочки фенакита (Фен) в массивной флюоритовой породе (обр. Ау-738/3); д, е – выделения берtrandита (Бр) в полевошпат-флюоритовой породе (обр. Ау-738/9) (а – николи параллельны, б–е – скрещены)

Флюорит 3-й генерации бесцветен или слабо окрашен в зеленоватые тона; встречается в виде гнездовидных крупнозернистых образований вместе с поздним кальцитом.

По морфологическим особенностям выделяются две разновидности фенакита. Первая представлена ксеноморфными выделениями в промежутках между зернами флюорита в рудах ритмично-полосчатой текстуры (рис. 4.39в, г). Вторая встречается в виде кристаллов, имеющих призматический и реже ромбоздрический облик в кварц-полевошпатовых прожилках. Пространственно фенакит всегда ассоциирует с флюоритом, микроклином и кварцем.

Распространенной формой выделения берtrandита являются мелкие (до 2.5×1 мм) кристаллы таблитчатой или удлиненно-призматической формы, образующие агрегаты, цепочки или радиально-лучистые скопления в промежутках между зернами калиевого полевого шпата и флюорита (рис. 4.39д, е). Иногда берtrandит в виде пластинчатых кристаллов слагает небольшие (до 10×18 см), почти мономинеральные гнезда и друзы и находится в ассоциации с альбитом, кварцем, кальцитом и флюоритом. Берtrandит всегда выделяется позднее фенакита [Назарова, 1965].

Флюорит-полевошпатовые руды, содержащие фенакит и берtrandит, имеют массивную текстуру, светлую окраску. Фтор-бериллиевые руды, развитые в мраморизованных известняках, характеризуются многократным ритмичным чередованием темно-фиолетовых полос флюорита и белых полос, сложенных главным образом микроклином, кварцем, фенакитом. Фенакит образует ксеноморфные зерна с реликтами микроклина. Берtrandит идиоморфный, образует удлиненно-пластинчатые выделения размером от долей до 0.5×2 мм с неровными ступенчатыми внешними контурами и реликтами микроклина. Берtrandит часто замещает фенакит и микроклин. Флюорит 1-й генерации имеет четкую зональную окраску, на отдельных участках он окаймляется светлоокрашенным, более поздним флюоритом 2-й генерации. Микроклин часто замещается альбитом.

Петрохимическая и геохимическая характеристика магматических пород и руд

По полученным нами данным, магматические породы Аунинского месторождения относятся к субшелочному ряду (табл. 11, 12, рис. 4.40). Содержание щелочей в субшелочных лейкогранитах составляет 8.4 мас.%, при этом калий преобладает над натрием, отношение $K_2O/Na_2O = 1.47$. Коэффициент агапитности K_a в лейкогранитах колеблется от 0.84 до 0.92. Дайки щелочных сиенитов отличаются от лейкогранитов большей щелочностью – 12 мас.% и преобладанием натрия над калием, отношение $K_2O/Na_2O = 0.89$. Значение K_a в них – 0.89. Отмечается преобладание окисного железа над закисным ($Fe_2O_3/FeO = 4.28$).

Содержания SiO_2 в керсантиках месторождения меняются незначительно – от 47.53 до 48.07 мас.%, $Na_2O + K_2O$ в них – 7.03–7.23 мас.%, концентрация Be – 3.2 г/т. Во всех магматических породах месторождения (субшелочных лейкогранитах, щелочных сиенитах, керсантиках) с ростом содержания кремнезема содержание магния, титана, алюминия, марганца, кальция понижается,

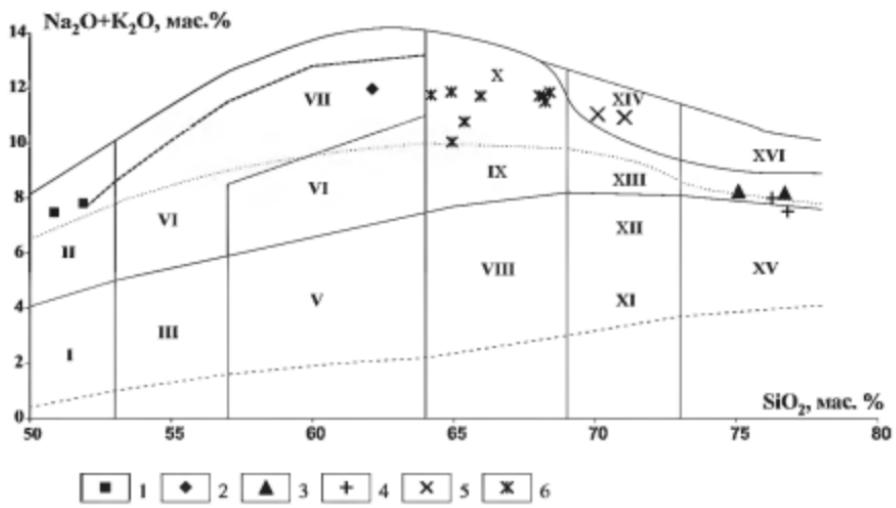


Рис. 4.40. Положение на петрохимической диаграмме $K_2O+Na_2O-SiO_2$ магматических пород Аунинского и Амандакского месторождений, по [Классификация..., 1997].

1–3 – магматические породы Аунинского месторождения: 1 – керсаниты, 2 – дайка сиенита (проба Ау-737), 3 – лейкограниты; 4–6 – магматические породы Амандакского месторождения: 4 – лейкограниты, 5 – щелочные граниты, 6 – щелочные кварцевые сиениты.

Остальные условные обозначения см. рис. 4.18

а содержания щелочей (K_2O+Na_2O) проходят через максимум и также уменьшаются (рис. 4.40, 4.41).

На дискриминационных диаграммах $Zr+Nb+Ce+Y-(Na_2O+K_2O)/CaO$ и $Zr+Nb+Ce+Y-(FeO/MgO)$ дайка сиенитов и лейкограниты попадают в поле составов гранитов А-типа (см. рис. 4.36). На петрохимической дискриминационной диаграмме [Pearce, 1984] $Yb-Ta$ (см. рис. 4.37а) сиениты попадают в поле внутриплитных гранитов (WPG), лейкограниты распределяются между полями составов WPG и ORG. На диаграмме $(Yb+Ta)-Rb$ сиениты попадают в поле составов коллизионных гранитов (syn-COLG), а лейкограниты в поле внутриплитных гранитов (WPG). По классификации Л.В. Таусона [1977] гранитоиды Аунинского месторождения относятся к *редкометальным гранитоидам щелочного ряда*.

Субщелочные лейкограниты характеризуются высокими содержаниями всех редкоземельных элементов, тория (до 1333 г/т), урана (до 88 г/т), ниobia (476 г/т), тантала (41 г/т), а также повышенными концентрациями рубидия, свинца и относительно пониженными цезия, лития, бария, калия, стронция, титана (табл. 12, рис. 4.42). Следует отметить наличие европиевого минимума в спектре распределения редкоземельных элементов в лейкогранитах, он составляет $Eu/Eu^* = 0.08$, свидетельствуя о глубокой дифференциации расплавов. Содержание Ве в лейкогранитах – 7.8 г/т. Субщелочные лейкограниты, в которых встречается много альбита, отличаются от пород основного массива

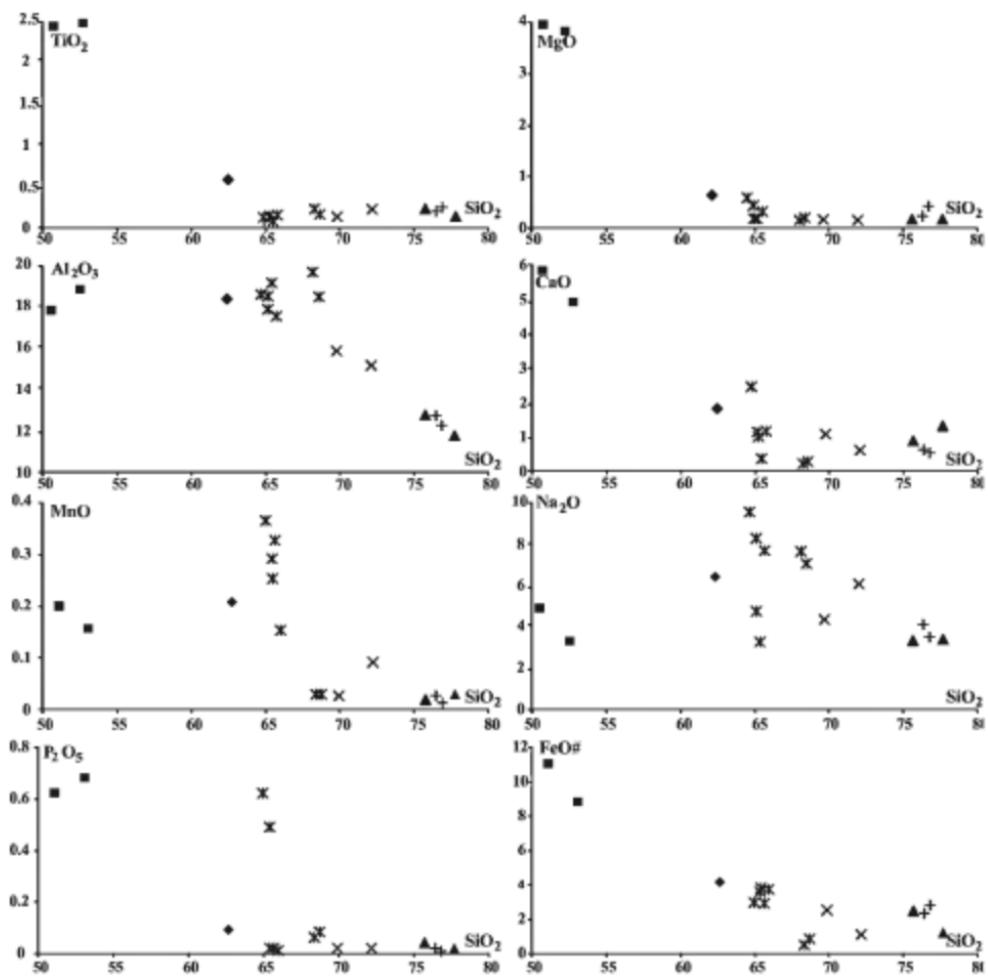


Рис. 4.41. Графики распределения петрогенных элементов в магматических породах Аунинского и Амандацкого месторождений.

Условные обозначения см. рис. 4.40

пониженными содержаниями тантала, ниобия, циркония, гафния и повышенными лития и редкоземельных элементов.

Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в щелочных сиенитах и лейкогранитах схожи, но содержания в сиенитах почти на порядок меньше (см. табл. 12). Сиениты также характеризуются наличием европиевого минимума ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.43$), а также повышенными концентрациями лития, рубидия, свинца, циркония и относительно пониженными цезия, бария, калия, стронция, титана и тантала (см. табл. 12, рис. 4.42). Содержание Ве в сиенитах – 17 г/т, т.е. выше, чем в лейкогранитах.

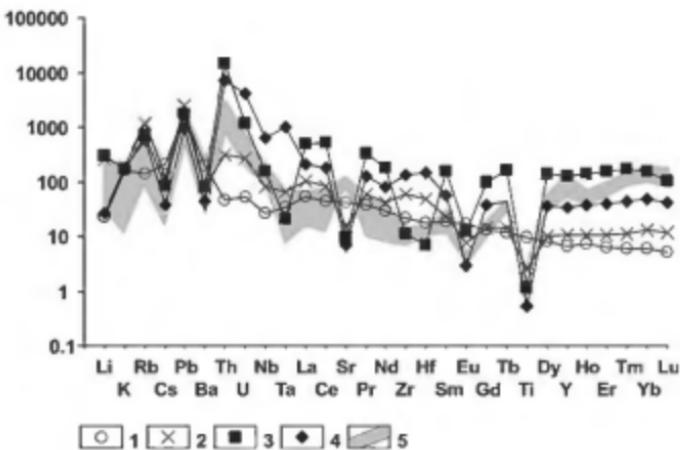


Рис. 4.42. Графики распределения элементов-примесей в породах Аунинского месторождения, нормализованных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

1 – керсантит (проба Ay-736); 2 – сиенит (проба Ay-737); 3, 4 – лейкограниты; 3 – проба Ay-738, 4 – проба Ay-739; 5 – поле состава бериллиевых руд

Судя по распределению редких и редкоземельных элементов, керсантиты сравнительно мало дифференцированные породы (см. табл. 12, рис. 4.42), они характеризуются невысокими содержаниями лития, ниобия, tantalа, гафния и высоким свинца.

Бериллиевые руды месторождения, состоящие в основном из флюорита, калиевого полевого шпата, альбита, кварца и рудных минералов – фенакита, берtrandита, по распределению редких и редкоземельных элементов достаточно однородны. Они характеризуются высокими содержаниями тяжелых редкоземельных элементов (Y до 639 г/т, Th (до 790 г/т), Rb (до 1790 г/т), а также лития, свинца, стронция и повышенными калия, цезия, бария, tantalа, титана и европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,22$). Содержание берилля в рудах месторождения колеблется от 40 до 2220 г/т (см. табл. 12).

В целом анализ распределения элементов-примесей в магматических породах и бериллиевых рудах Аунинского месторождения показал, что руды и массы лейкогранитов кроме берилля значительно обогащены многими редкими элементами, а также торием, что свидетельствует о комплексном составе руд.

4.4. Амандакское торит-флюорит-фенакитовое месторождение

Это месторождение находится в 7 км северо-западней пос. Багдарин, на водоразделе рек Большой Кир и Амандак (см. рис. 3.4). Оно так же, как и Ермаковское и Аунинское месторождения, относится к флюорит-берtrandит-

фенакитовому минеральному типу и берtrandит-фенакитовой формации [Куприянова и др., 1996, 2011].

Геологическое строение месторождения

Выше отмечалось, что Амандакское торит-флюорит-фенакитовое месторождение совместно с Ауникским полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовым месторождением и Верхне-Амандакским рудопроявлением слагают единый рудный узел. Его общая геологическая характеристика была дана выше.

Амандакское месторождение приурочено к краевому разлому, ограничивающему средне-верхнепалеозойский Багдаринский наложенный прогиб [Гордиенко и др., 2010]. Оно располагается на юго-восточном крыле крупной антиклинальной складки (см. рис. 3.4), вытянутой в северо-восточном направлении согласно с простиранием прогиба. Складка прорвана двумя разными по размерам штоками щелочных гранитоидов, щелочных кварцевых сиенитов и альбититов малокуналейского комплекса (рис. 4.43), а также

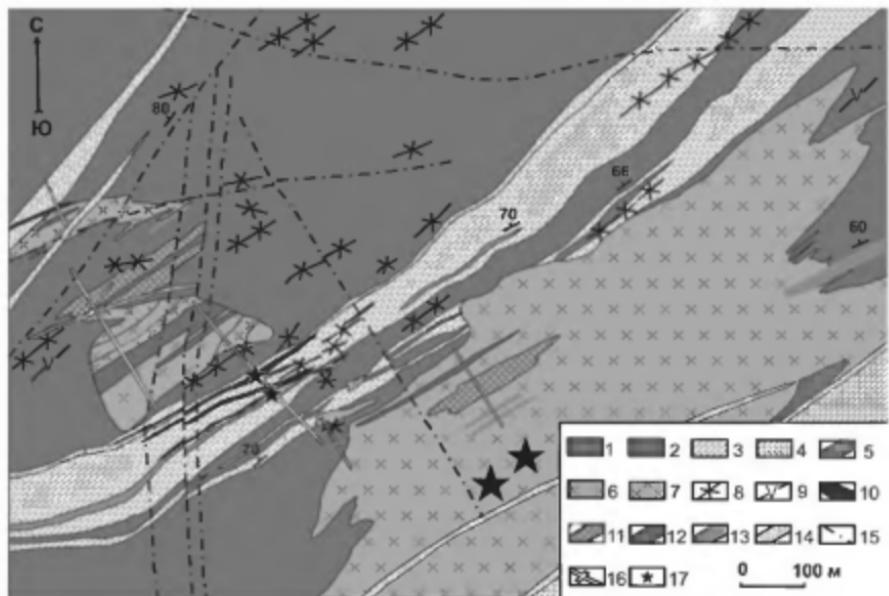


Рис. 4.43. Схема геологического строения Амандакского месторождения.

1 – песчаники; 2 – ороговиковые кварц-карбонатные сланцы и песчаники с прослойми кварцитов и известняков; 3 – марморизированные и окварцированные известняки; 4 – доломиты и доломитизированные известняки; 5 – алевролиты; 6 – щелочные граниты и щелочные кварцевые сиениты; 7 – альбититы; 8 – дайки кварцевых порфиров, микросиенитов, альбититов; 9 – дайки микродолеритов; 10 – флюорит-бериллиевые рудные тела; 11 – зоны литигиевой минерализации; 12 – зоны tantalовой минерализации; 13 – зоны молибденовой минерализации; 14 – зона брекчирования пород; 15 – разрывные нарушения; 16 – горные выработки; 17 – места отбора проб для Rb-Sr-исследований

многочисленными дайками сиенитового состава и (единичными) базитового, вытянутыми в том же направлении. В юго-восточной части месторождения осадочные породы представлены доломитизированными известняками, которые выше по разрезу (на северо-запад) сменяются переслаивающимися известняками и известковистыми песчаниками, а затем полимиктовыми песчаниками с прослойями карбонатно-глинистых сланцев (см. рис. 4.43). Вмещающие породы скарнированы, ороговикованы. В контактовой зоне с гранитоидами известняки мраморизованы. Участками они превращены в везувиановые, диопсид-волластонитовые, пироксен-везувиановые, пироксен-гранатовые, гранат-диопсидовые скарны. Эти скарны образовались в дорудную стадию и присутствуют нередко в виде литокластов во флюорит-бериллиевых рудах.

По данным К.Б. Булинаева [2006], в пределах месторождения много разломов. Наиболее крупные из них представлены согласными с вмещающей толщей зонами дробления пород. В одной из таких зон и сопутствующих ей разрывных нарушениях между штоками гранитоидов в мраморизованных известняках локализованы жило- и линзообразные рудные тела. Разломы северо-западного и субмеридионального направления имеют пострудное происхождение. Они пересекают и смещают зоны дробления и приуроченные к ним рудные тела. Связь минерализации с магматическими породами определяется тем, что бериллиевое оруденение сосредоточено в пределах ближнего экзоконтакта шток- и дайкообразных тел гранитоидов в пачках чередования карбонатных и алюмосиликатных осадочно-метаморфических пород.

Магматические породы

Гранитоиды месторождения относятся к малокуналейскому комплексу. Это небольшие штокообразные тела щелочных гранитов с апофизами, а также дайки сиенит-порфиров, базитов, альбититов. Наиболее крупным является Амандацкий шток гранитоидов, расположенный в юго-восточной части рудного поля, он приурочен к региональному разлому северо-восточного простирания (см. рис. 4.43). В составе интрузива участвуют щелочные граниты, лейкограниты, щелочные кварцевые сиениты, альбитизированные и биотитовые граниты. Шток площадью около 0.5 км^2 имеет изометрическую форму. Краевая его фация сложена тонкозернистыми альбититами, содержащими редкие порфировые выделения кварца. В центральной части распространены пегматоидные альбитизированные граниты. На границе песчаников и мраморизованных известняков установлены два небольших выхода гранитоидов, представляющих собой выступы неровной поверхности главного штока, падающего на северо-запад под углом $55-70^\circ$ [Булинаев, Посохов, 2006]. По данным А.С. Назаровой [1965], гранитоиды в штоке подвержены постмагматическим изменениям, связанным, прежде всего, с образованием позднего альбита, а также с интенсивным развитием микроклина и кварца. Степень альбитизации разная, вплоть до образования почти мономинеральных альбититов. С ними связана постмагматическая тантал-ниобиевая, циркониевая, редкоземельная, молибденовая, оловянная и литиевая минерализация. Л.П. Капустина с соавторами [1977] отмечают, что после альбитизации в пределах штока проявились грейзенизация и окварцевание.

вание. Состав грейзенов в основном слюдисто-кварцевый, количество слюды 30–40%, в том числе и литиевой (лепидолит, циннвалльдит).

Меньший по размерам шток щелочных кварцевых сиенитов расположен к северо-западу от Амандакского штока и отделен от последнего узкой полосой мраморизованных известняков (см. рис. 4.43). Интрузив расположен в узком тектоническом блоке, ограниченном с обеих сторон разломами субширотного простирания. Он имеет размеры 60×280 м и сложен тонкозернистыми породами (микросиенитами) и мелкозернистыми альбит-содержащими сиенитами. В пределах этого штока установлены три линзы пегматоидных альбититов с вкрапленностью циркона, ксенотима, колумбита, кассiterита, монацита, пирита и флюорита, редко отмечается пирохлор. Толщина линз варьирует от 10 до 12 м, содержание металлов в ней составляет (мас. %): Ta_2O_5 – 0.015, Zr и Th – до 1, ΣREE – 0.59–0.88 [Булнаев, Посохов, 2006].

На водоразделе рек Большой Киро и Амандак в 2-х км к северо-западу от Амандакского месторождения расположен округлый в плане интрузив 2×2 км, сложенный гранитами и гранодиоритами (см. рис. 3.4) [Осокин, Воюш, 1965]. По более поздним сведениям, в составе интрузива преобладают щелочные пироксеновые и нефелиновые сиениты. Не исключено, что массив вместе с рудоносным штоком Амандакского месторождения и дайками субщелочных гранитов входит в состав единого раннемезозойского комплекса [Булнаев, Посохов, 2006].

Руды

До недавнего времени считалось, что Амандакское месторождение является близким аналогом Аунукского и вместе с ним относится к флюорит-фенакит-берtrandитовому типу [Гинзбург и др., 1975, 1977, Назарова, 1965]. По данным К.Б. Булнаева [1996, 2006], месторождение по минеральному составу руд, а также по особенностям формирования относится к торит-флюорит-фенакитовому типу.

На северном экзоконтакте малого штока гранитоидов среди альбитизированных полимиктовых песчаников и эруптивных брекчий установлена мощная (до 40 м) зона литиевой минерализации [Капустина и др., 1977]. В породах этой зоны отмечаются чешуйки лепидолита и мусковита, содержащего литий. Содержание лития 0.52–0.91 мас. %, Zr и Th – до 1 мас. %, Nb Sn Pb Y – десятые доли процента. Аналогичная по характеру минерализации зона расположена в северо-западной части главного штока кварцевых сиенитов.

В целом рудная минерализация на месторождении приурочена к осадочно-метаморфическим породам. Это линейно-вытянутые в северо-восточном направлении минерализованные зоны (см. рис. 4.43), состоящие из нескольких субпараллельных рудных тел. Наиболее богатые их участки приурочены к известнякам и пропласткам известковых песчаников. Среди песчаников и других алюмосиликатных пород, в частности скарнов, оруденение носит вкрапленный и прожилково-вкрапленный характер. Жилы обычно приурочены к зонам трещиноватости и дробления пород, также отмечается локализация оруденения вблизи даек и штоков альбититов и альбитизированных граносиенитов. Боль-

шинство рудных тел не имеет четких геологических границ, и выделение их проведено по результатам опробования.

Флюоритовые бериллиевые жилы и прожилки залегают в узкой удлиненной полосе. Рудные тела представляют собой серии протяженных (до 280 м), но маломощных (до 4–7 м) прожилков общего северо-восточного простирания. Обычно зальбанды жил мелкозернистые, в осевой части более крупнозернистые. Крупнозернистое строение характерно также для раздувов тел. Рудные тела имеют полосчатое строение, обусловленное чередованием полос существенно флюоритового и флюорит-фенакит-полевошпатового состава. В рудах присутствуют маломощные (до 2 см) кварц-полевошпатовые прожилки с фенакитом.

По данным В.Ж. Цыбжитова [1981], формирование оруденения на Амандакском месторождении проходило в две стадии. На начальной стадии образовались главные футор-бериллиевые рудные тела, а на второй – мономинеральные флюоритовые линзы, кварц-флюоритовые жилы.

По результатам изучения флюидных включений во флюоритах К.Б. Бунаевым с соавторами [2006] установлено, что минералы первой стадии кристаллизовались в интервале температур 290–190 °С. В фенаките этой же ассоциации газово-жидкие включения гомогенизируются при температуре 220–130 °С. Крупнокристаллический флюорит второй стадии формировался при температуре 190–130 °С.

Петрографо-минералогическая характеристика магматических пород и руд

Гранитоиды малокуналейского комплекса на месторождении неоднородны по составу и варьируют от лейкогранитов через щелочные гранитоиды до щелочных кварцевых сиенитов. Щелочными гранитоидами сложен наиболее крупный шток в юго-восточной части месторождения, а также несколько более мелких штокообразных тел (табл. 11 и 15, обр. Ам-740, Ам-740/1). Это светлые среднезернистые массивные породы с гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из перититового щелочного полевого шпата (40–50%), кварца (25–30%), плагиоклаза (15–20%), в формах проявления которого различаются более ранний олигоклаз и поздний альбит (рис. 4.44а). Последний образует мелкие таблички и каймы вокруг зерен щелочного полевого шпата, местами замещая его почти полностью. В гранитоидах много магнетита, в небольшом количестве присутствует мусковит, иногда отмечаются реликты биотита и рибекита. Аксессорными минералами являются циркон, сфен и флюорит.

В строении упомянутых штокообразных тел наряду со щелочными гранитоидами распространены лейкократовые гранитоиды (см. табл. 11 и 15, обр. Ам-741, Ам-741/1). Это светло-серые, мелко-среднезернистые массивные породы часто с пегматитовой структурой. В лейкогранитах преобладает кварц (40–60%), образующий со щелочным полевым шпатом (20–35%) взаимные прорастания (рис. 4.44б), плагиоклазы (10–15%) – олигоклаз и альбит, в небольшом количестве присутствует биотит, замещающий, возможно, рибекит. Из аксессорных минералов встречаются циркон и магнетит.

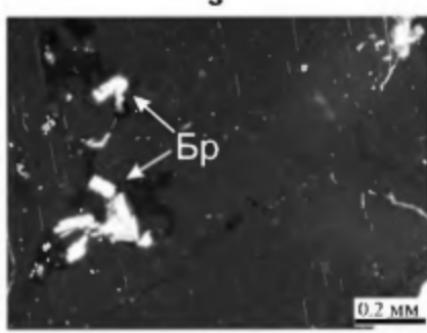
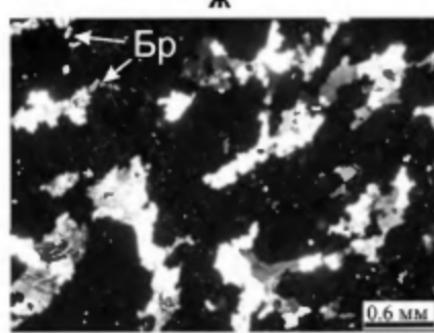
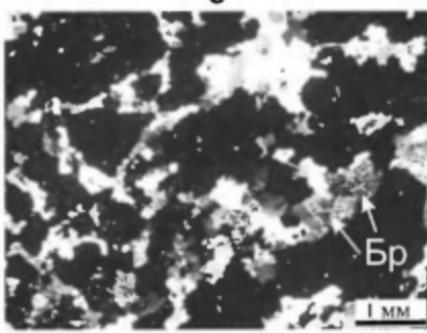
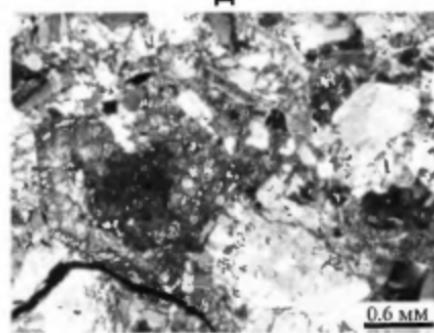
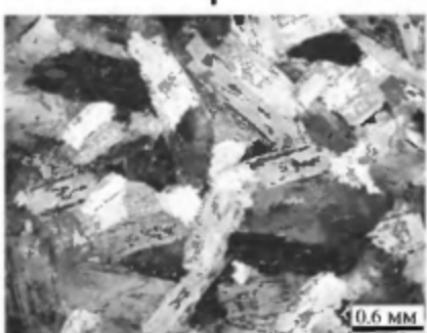
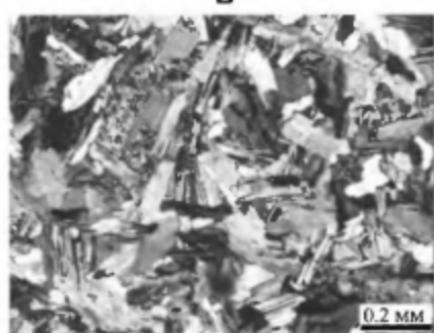
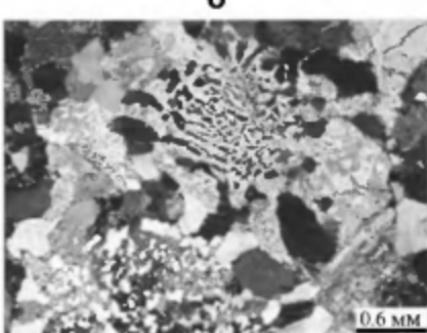
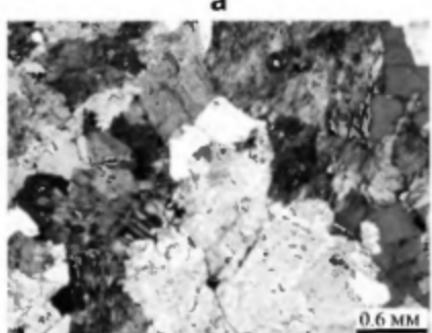


Рис. 4.44. Фотографии щлифов магматических пород тверуд Амандацкого месторождения (николи скрещены).

а – щелочные граниты (обр. Ам-740); б – пегматитовая структура в лейкогранитах (обр. Ам-741); в – замещение калиево-натриевого полевого шпата альбитом (обр. Ам-743); г – новообразованный альбит по КПШ (обр. Ам-744); д – крупное зерно циркона в альбититах (обр. Ам-740/2); е, ж, з – массивная флюоритовая Ве руда с иглочками берtrandита (Ер) (обр. Ам-740/6)

Значительная часть магматических тел на месторождении сложена щелочными кварцевыми сиенитами (см. табл. 11 и 15, обр. Ам-742, Ам-743, Ам-2/05, Ам-3/05). Это серые породы, состоящие из K-Na пертитизированного щелочного полевого шпата (рис. 4.44в), альбита, кварца (до 10%), реликтов биотита. Аксессорным минералом является циркон. Структура породы гипидиоморфно-зернистая. Часто по сиенитам развиваются более поздние мусковит и серицит, породы сильно карбонатизированы.

На месторождении широко развиты альбитизированные гранитоиды, а на северо-западном его фланге выделено самостоятельное штокообразное тело альбититов (см. табл. 13, 14, обр. Ам-740/2, Ам-740/3, Ам-741/2, Ам-744/1, Ам-744/2). По составу альбититы отвечают щелочным кварцевым сиенитам. Это светлые мелкозернистые массивные породы, состоящие в основном из образованного по калиевому полевому шпату альбита (рис. 4.44г) и небольшого количества кварца. Отмечено наличие многочисленных крупных (до 2 мм) зерен циркона (рис. 4.44д), а также биотита и флюорита. Породы часто серicitизированы и карбонатизированы.

Дайки на месторождении сложены сиенит-порфирами и фельзит-порфирами, присутствуют единичные дайки базитового состава.

В отличие от руд Аунинского месторождения на Амандацком они более крупнозернистые и массивные. Флюорит составляет от 40 до 80% руд, в подчиненных количествах присутствуют кварц, калиевый полевой шпат, альбит, кальцит, а также сидерит и биотит (рис. 4.44е). Рудные минералы представлены фенакитом, берtrandитом (рис. 4.44ж, з), ферриторитом, цирконом, ильменитом. В небольших количествах встречается монацит. Также присутствуют сульфиды (пирит, халькопирит, пирротин, галенит, сфалерит, молибденит) и реликты скарновых минералов (везувиан, диопсид, волластонит, скаполит).

Петрохимические и геохимические особенности магматических пород и руд

По имеющимся авторским данным в петрохимическом отношении магматические породы Амандацкого месторождения относятся к щелочному, реже субщелочному ряду (см. рис. 4.40). Шток щелочных гранитоидов (Ам-740, Ам-740/1) характеризуется достаточно высокими содержаниями щелочей – до 11 мас.%, значения K_a около 1. Лейкограниты (Ам-741, Ам-741/1) отличаются меньшей щелочностью – 8 мас.% и большим содержанием кремнезема – до 76.81 мас.%, значения K_a – 0.87. Щелочные кварцевые сиениты (обр. Ам-742,

Ам-743, Ам-2/05, Ам-3/05) альбититы и альбитизированные щелочные сиениты (обр. Ам-740/2, Ам-740/3, Ам-741/2, Ам-744/1, Ам-744/2) очень близки по составу и характеризуются небольшими вариациями содержаний K_2O+Na_2O (от 10 до 11.9 мас.%) и Si_2O (от 64.2 до 68.4 мас.%), значения K_n меняются от 0.80 до 0.99.

На дискриминационных диаграммах $Zr+Nb+Ce+Y-(Na_2O+K_2O)/CaO$ и $Zr+Nb+Ce+Y-(FeO/MgO)$ лейкограниты попадают в область фракционированных гранитов (FG), а все остальные гранитоиды в поле составов гранитов А-типа (рис. 4.36). Практически все гранитоиды Амандакского месторождения на дискриминационных петрохимических диаграммах (см. рис. 4.37) Yb-Ta и $(Yb+Ta)-Rb$ [Pearce, 1984] попадают в поле составов внутриплитных гранитов (WPG), а лейкограниты в поле составов гранитов вулканических дуг (VAG). По Л.В. Таусону [1977], гранитоиды с Амандакского месторождения относятся к *редкометальным гранитоидам щелочного ряда*.

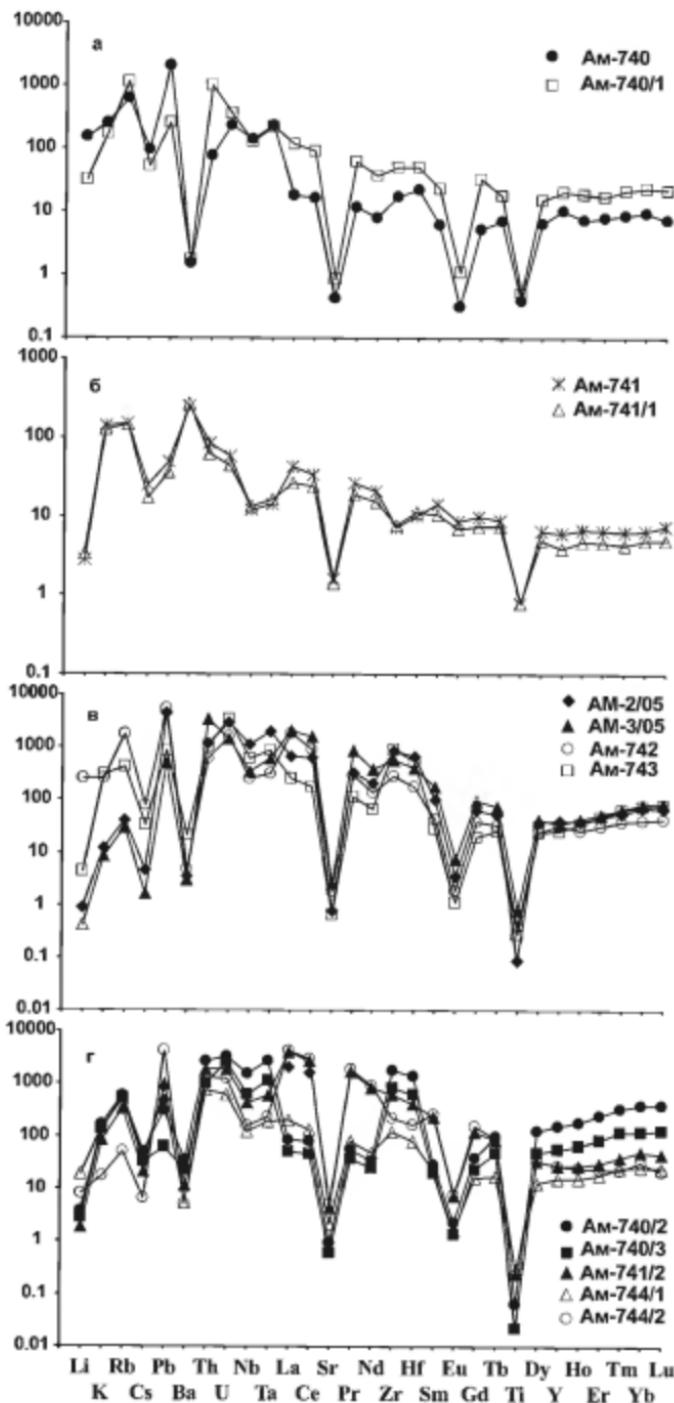
Щелочные гранитоиды характеризуются европиевым минимумом (рис. 4.45) в спектре распределения редкоземельных элементов ($Eu/Eu^* \sim 0.05$). Для них характерны низкие содержания цезия, бария, стронция, титана, скандия и высокие рубидия (до 730 г/т), свинца (до 145 г/т), тория (до 91 г/т), а также урана, ниобия, tantalа, циркония, гафния. Содержание Be в них ~10 г/т. Лейкограниты, близкие по содержанию многих редких элементов к щелочным гранитам, отличаются от последних отсутствием европиевого минимума ($Eu/Eu^* \sim 0.7$), а также более низкими содержаниями циркония, гафния, ниобия, tantalа, свинца и более высокими бария. Содержание Be в них колеблется от 1.8 до 2.8 г/т.

Щелочные кварцевые сиениты и альбититы близки по распределению редких и редкоземельных элементов. Для них характерны повышенные содержания (г/т) тория (до 247), урана (до 76), ниобия (до 1111), tantalа (до 112), циркония (до 3287), гафния (до 449), рубидия (1161), свинца (до 385) иногда лантанда (до 1342), церия (до 1720) и пониженные содержания цезия, бария, стронция, скандия, титана и европия ($Eu/Eu^* \sim 0.05$).

В пегматоидах Амандакского массива, по данным А.С. Назаровой с соавторами [1965], в большом количестве встречаются флюорит, циркон, монацит, бастнезит. Содержания оксида циркония и REE в этих породах достигают первых процентов.

Бериллиевые руды Амандакского месторождения, состоящие в основном из флюорита, калиевого полевого шпата, карбоната, плагиоклаза, фенакита и берtrandита, по распределению редких и редкоземельных элементов близки к рудам Аунинского месторождения (рис. 4.46). Они характеризуются высокими содержаниями редкоземельных элементов с преобладанием тяжелых над легкими, а также тория (до 371 г/т), иттрия, самария, рубидия, свинца, и пониженными концентрациями цезия, бария tantalа, титана, циркония, гаф-

Рис. 4.45. Графики распределения элементов-примесей в породах Амандакского месторождения, нормализованных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989]. а – щелочные гранитоиды; б – лейкограниты; в – щелочные кварцевые сиениты; г – альбитизированные щелочные сиениты и альбититы



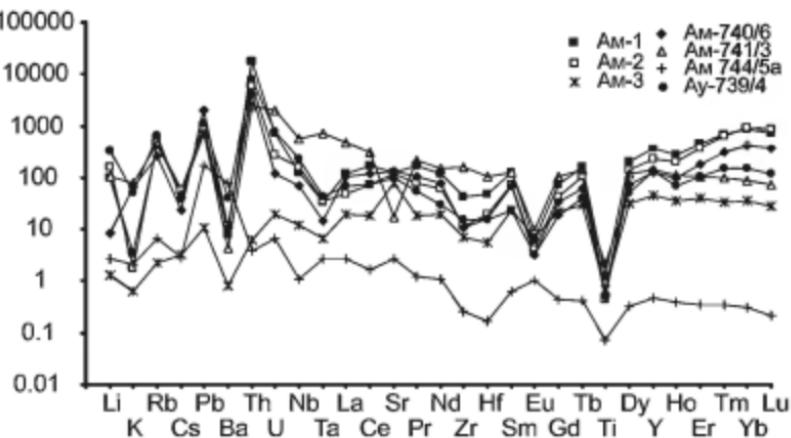


Рис. 4.46. Графики распределения элементов-примесей в рудах и породах Амандакского месторождения и рудах Аунинского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989] (обр. AM-1, AM-2, AM-3, AM-740/6, AM-741/3 – бериллиевые руды, AM-744/5a – мраморированная порода с Амандакского месторождения; обр. Ay-739/4 – бериллиевая руда с Аунинского месторождения)

ния, европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.07$). По количеству бериллиевых минералов руды не однородны, содержание бериллия в них колеблется от 100 до 12000 г/т (табл. 11 и 15). Бериллиевая минерализация, наложенная на скарны, характеризуется очень схожими спектрами распределения редких и редкоземельных элементов. Для таких пород характерны повышенные содержания (г/т) Th (219), U (45), Nb (430), Ta (31), La (350), Zr (1914), Hf (34), HREE, Li, Rb, Pb и пониженные – K, Cs, Ba, Sr, Ti, Sc и Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.027$). Содержание Be в них около 570 г/т. Таким образом, бериллиевые руды Амандакского месторождения при рудных концентрациях бериллия обогащены торием, ураном, ниобием, цирконием, гафнием, а также редкоземельными элементами.

4.5. Урминское гельвин-берtrandитовое месторождение

Это месторождение является средним по промышленным масштабам. Оно расположено на юге Бурятии в юго-восточных отрогах хр. Малый Хамар-Дабан, в 9 км к северу от пос. Ташир, в пределах юго-западного фланга Западно-Забайкальской бериллиевой металлогенической провинции (см. рис. 3.2), выделяемого также в качестве Биту-Джидинской (Джиды-Удинской) металлогенической зоны [Куприянова и др., 2011]. Урминское месторождение совместно с Нарынским и Таежным флюоритовыми входит в состав Таширского рудного узла (см. рис. 3.5). Геологическое строение, минеральный состав

и петрография Урминского месторождения были рассмотрены в работах [Новикова, Заболотная, 1988; Куприянова и др., 2011; Лыхин и др., 2014].

Геологическое строение месторождения

Урминское месторождение приурочено к узлу пересечения крупных разломов на борту мезозойской Боргойской рифтовой впадины, выполненной осадочно-вулканическими породами. Оно состоит из нескольких рудопроявлений собственно Урминского, Убур-Таширского, Левобережного и Нижний Орелок (см. рис. 3.5). Бериллиевые руды локализуются в пределах Убур-Таширского массива гранитондов, принадлежащих к таширскому комплексу раннемезозойского возраста [Куприянова и др., 2011], являющегося аналогом малокуналейского комплекса, развитого в пределах Кижингино-Кудунской зоны. Наиболее полная геолого-петрографическая характеристика этих месторождений дана в работах М.И. Новиковой [1988] и И.И. Куприяновой [2011].

Этот комплекс пород является вещественным и возрастным аналогом щелочных гранитов малокуналейского комплекса, выделяемого в восточных районах Западного Забайкалья [Занвилевич и др., 1985]. В районе Боргойской впадины с массивами таширского комплекса ассоциируют породы бимодальной позднетриасовой цаган-хуртейской серии, являющиеся излившимися аналогами гранитондов, что подтверждает раннемезозойский геологический возраст массивов.

Убур-Таширский массив сложен лейкогранитами, щелочными гранитами и щелочными сиенитами, мелкозернистыми гранитами небольших линзообразных тел (рис. 4.47, 4.48, 4.49), пегматитовыми разностями гранитов. Даек в его пределах немного, по составу они варьируют от андезитов и трахиандезитов до диоритов, сиенитов и сиенит-порфиров.

Рудные участки на месторождении представлены зонами микроклинизации и альбитизации гранитондов, сопровождаемыми бериллиевой и сульфидной минерализацией [Новикова и др., 1988]. Бериллиевая минерализация представлена гельвионом и берtrandитом, она накладывается на гранитную матрицу, в составе которой помимо кварца, микроклина и альбита в рудных участках присутствуют также биотит, мусковит, хлорит, гидроксиды железа и марганца, гипергенные минералы. Аксессорные минералы руд представлены цирконом, цирролитом, ортитом, апатитом, флюоритом, сульфидами.

По содержанию жильных минералов и интенсивности проявления гидротермальных процессов выделяются две основные разновидности метасоматитов – полевошпатовые и кварцевые. Полевошпатовые метасоматиты представляют собой массивные среднезернистые породы, обычно покрытые коркой гидроксидов железа и марганца, в связи с чем они выделяются оранжевым и кирпично-красным цветом. Метасоматиты не имеют резких границ и обычно образуют постепенные переходы к неизмененным гранитондам [Новикова и др., 1988]. Кварцевые метасоматиты образуют обогащенные кварцем участки и прожилки, которые по простиранию прослеживаются с небольшими перерывами, иногда лестничными уступами среди вмещающих гранитондов и по-

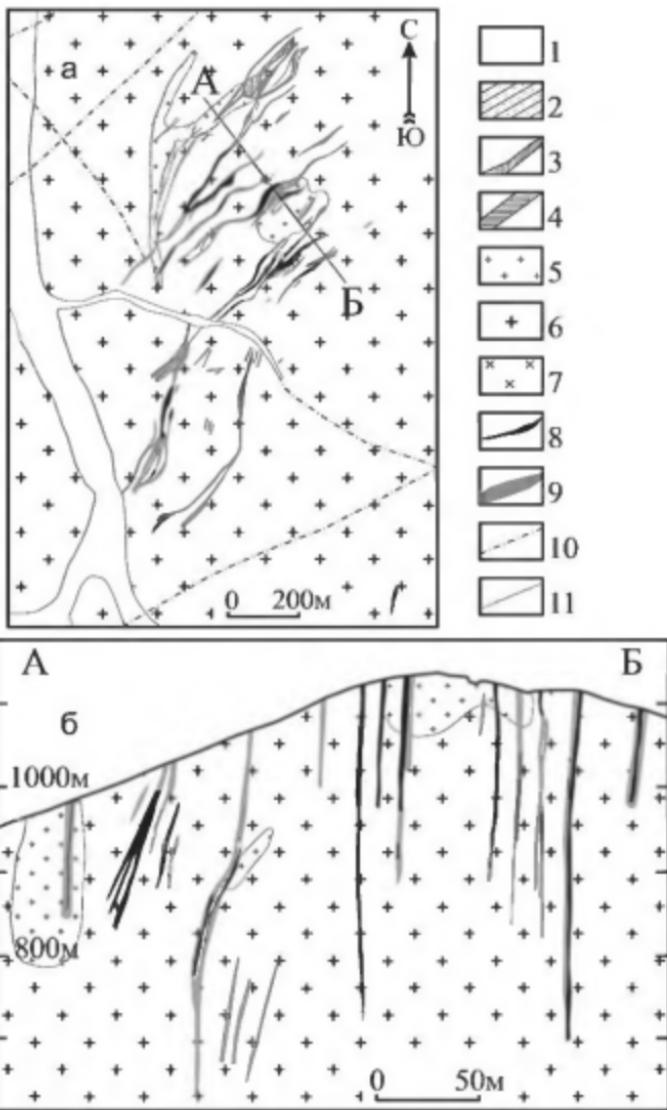


Рис. 4.47. Схема геологического строения Урманскоого месторождения (а) и разрез по линии А-Б (б), по [Новикова и др., 1988].

1 – четвертичные отложения; 2 – позднепротерозойская? темникская свита, биотит-кварц-полевошпатовые сланцы; 3–7 – раннемезозойский ташкирский комплекс: 3 – дайки мелкозернистых сиенитов, сиенит-порфиров, 4 – дайки андезитов, трахиандезитов, диоритов, 5, 6 – вторая фаза: 5 – мелко- и неравномернозернистые лейкократовые граниты, 6 – среднезернистые лейкократовые граниты, 7 – первая фаза: среднезернистые сиениты; 8, 9 – кварц-полевошпатовые метасоматиты с гельвином и берtrandитом; 8 – BeO более 0.1%, 9 – BeO от 0.06% до 0.1%; 10 – разломы; 11 – предполагаемые границы мелкозернистых лейкократовых гранитов

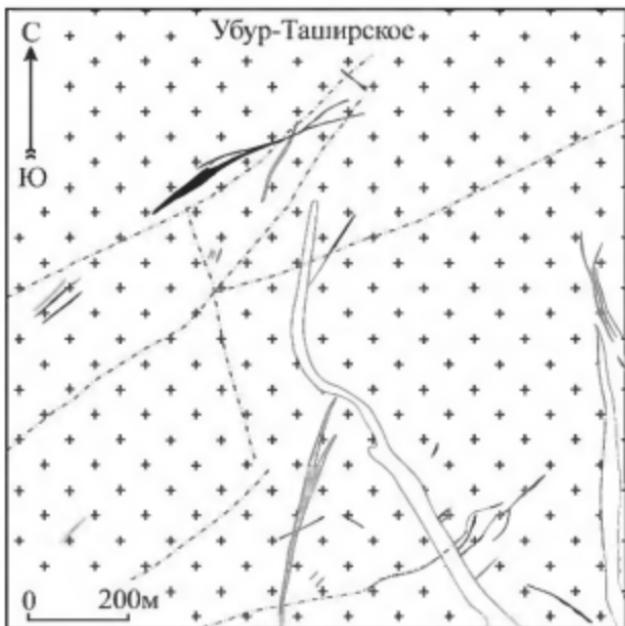


Рис. 4.48. Схема геологического строения рудопроявления Убур-Ташир. Условные обозначения см. рис. 4.47

левошпатовых метасоматитов. Границы кварцевых метасоматитов с гранитоидами и полевошпатовыми метасоматитами отчетливые, прямые и, возможно, определяются зонами сколовой трещиноватости.

По данным [Новикова и др., 1988], рудная минерализация формировалась в следующей последовательности: микроклинизация, альбитизация, окварцевание. Процесс микроклинизации, широко развитый во всех интрузивных породах, выразился в образовании порфиробласт микроклина. Альбитизация проявилась в разрастании пертитовых вростков в микроклин-пертите и появлении лейстового альбита. С ней связано образование метасоматитов существенно альбитового состава, в которых отмечается почти полное замещение кварца, а также появление гельвиновой минерализации. Окварцевание на месторождении сопровождалось образованием берtrandита и интенсивным развитием гематита. Завершается формирование месторождения гидротермальным этапом, во время которого образовались карбонаты, флюорит и хлорит, распространенные достаточно широко за пределами Урминского массива.

Рудные зоны на месторождении контролируются круто падающими сбросо-сдвигами и трещинами сколового характера близмеридионального и северо-восточного простирания [Новикова и др., 1988]. Эти разломы и трещины служили каналами движения гидротермальных растворов, вызвавших метасоматические процессы и формирование бериллиевой минерализации (см. рис. 4.47, 4.48, 4.49).

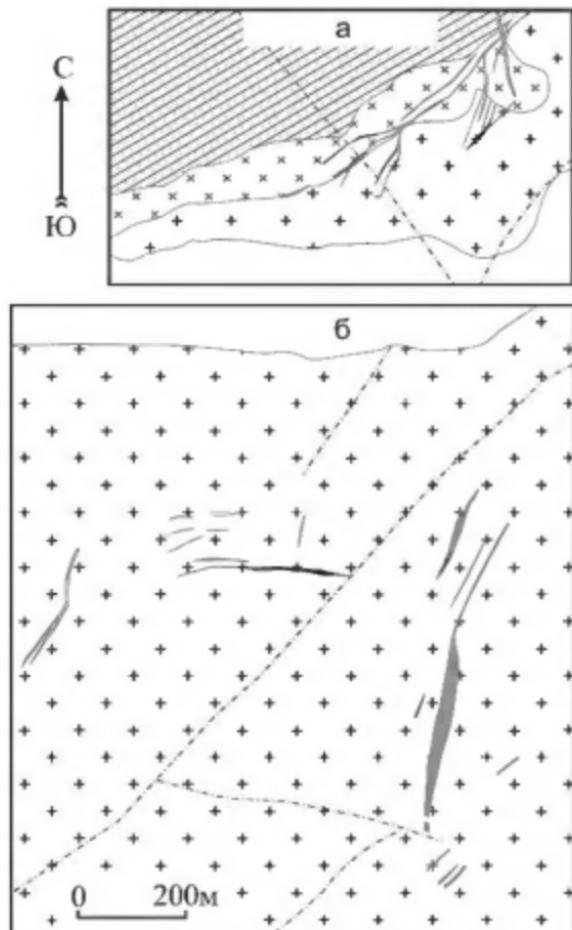


Рис. 4.49. Схема геологического строенияrudоприявлений Левобережное (а) и Нижний Орелок (б).

Условные обозначения см. рис. 4.47

В рудных зонах развиты кулисообразно распространенные рудные тела жильной, линзовидной и неправильной формы, простирающиеся преимущественно в северо-восточном направлении ($10-45^{\circ}$) с падением на СЗ ($50-90^{\circ}$). У большинства рудных тел нет четких геологических границ, так как метасоматически измененные гранитоиды часто по облику и составу мало отличаются от неизмененных, поэтому, как правило, они были выделены по результатам опробования. В этом отношении рудные тела Урминского месторождения имеют большое сходство с рудными телами Оротского месторождения. При протяженности от 20 до 200 м их толщина крайне невыдержанна по простирианию и падению (от 0.2 до 5 м). Отдельные рудные тела прослежены на глубину более 200 м.

Температура образования руд месторождения оценивается в интервале 300–200 °C [Новикова и др., 1988]. В верхних горизонтах преимущественно развит берtrandит, в более глубоких – гельвин. На участках, обогащенных флюоритом, бериллий присутствует в небольших количествах.

Петрографо-минералогическая характеристика магматических пород и руд

Магматические породы

Гранитоиды таширского комплекса в целом однородны по составу, хотя по петрографическим особенностям среди них выделяются лейкограниты и щелочные граниты, относящиеся ко второй фазе формирования массива, и щелочные сиениты – к первой.

Лейкограниты и щелочные граниты слагают основную массу пород месторождения. Они представлены мелко- и среднезернистыми массивными разностями, цвет их меняется от серых, серовато-розовых до буровато-красноватых. В составе типичных гранитоидах преобладают сильно пертитизированный щелочной полевой шпат – 50–70%, и кварц – 30–50% (рис. 4.50а), в небольших переменных количествах (1–5%) встречаются биотит, мусковит и амфибол. Структура пород аллотриоморфнозернистая. Калиевый полевой шпат образует неправильные по форме таблитчатые кристаллы размером 0.5–2 мм с перититовыми вrostками альбита, особенно по их краям. Биотит – один из наиболее поздних минералов, он развивается по краям зерен и образует ксеноморфные или удлиненно-призматические кристаллы размером в основном не более 0.1 мм, редко встречаются зерна до 1 мм. Амфибол также развивается по краям зерен и трещинам между кварцем и калиевым полевым шпатом, он достаточно сильно изменен и замещен магнетитом и хлоритом. Размер зерен амфибала – от 0.1 до 1 мм. Аксессорными минералами являются циркон, монацит, торит, бастнезит, флюорит, пирит, магнетит, гематит.

Щелочные сиениты относятся к первой фазе формирования таширского комплекса [Куприянова и др., 2011] и развиты в пределах Левобережного рудопроявления (см. рис. 4.49). Это темно-серые, массивные, среднезернистые породы, часто с порфировидными выделениями щелочного полевого шпата. Основным минералом является щелочной полевой шпат, слагающий до 90% объема породы, он представлен микроклин-пертитом с вростками альбита, местами по КПШ развиваются вторичные глинистые минералы. Количество кварца в сиенитах достигает 10%, основным темноцветным минералом сиенитов является щелочный амфибол (около 2–3%), в небольшом количестве присутствует биотит. Амфибол присутствует в виде мелких (0.02–0.03 иногда до 1 мм) призматических кристаллов, которые часто развиваются последними по границам кварца и калиевого полевого шпата (рис. 4.50б). Аксессорные минералы представлены цирконом, магнетитом.

Характеристика зон минерализации

Участки бериллиевой минерализации, наложенной на гранитоиды, выделяются на общем фоне массивных гранитоидов оранжевым или кирпично-красным цветом, пористостью и неравномерной зернистостью. Главное отличие от гранитов это присутствие большого количества гипергенных минералов – каолинита, смектитов, ярозита, гетита, гидрогетита, гидроксидов марганца,

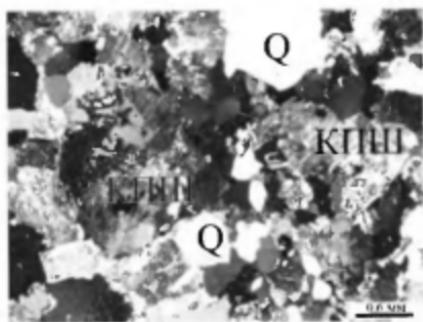
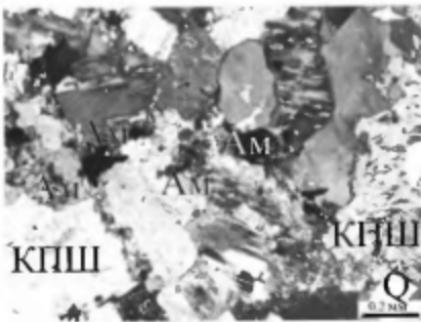
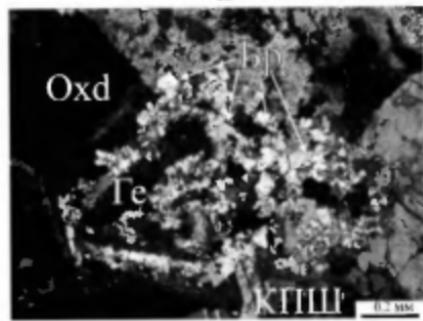
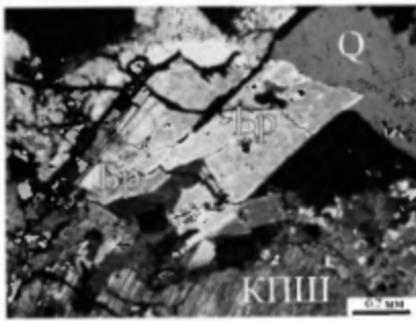
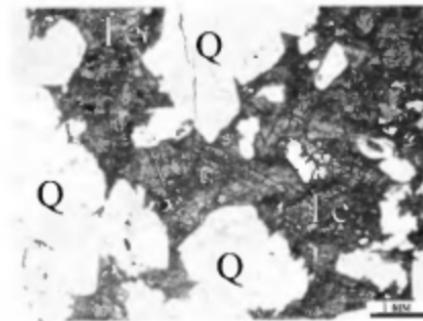
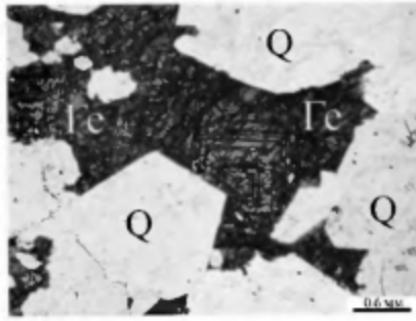
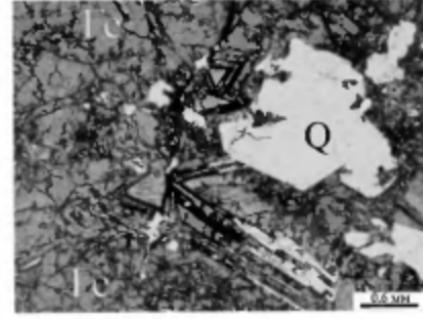
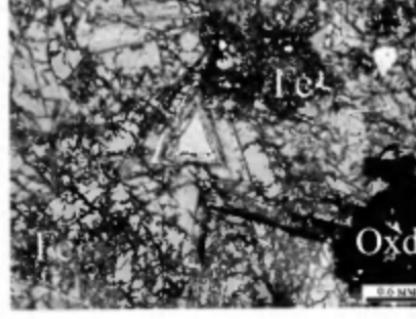
а**б****в****г****д****е****ж****з**

Рис. 4.50. Фотографии шлифов магматических пород месторождения:

а – гранитоиды таширского комплекса (обр. Уб-1/08); б – щелочные сиениты с амфиболом (Ам) (обр. Уб-22/08); в, г – полевошпатовые метасоматиты; в – берtrandит (Бр) в ассоциации с гидроксидами железа и марганца (Oxd) – псевдоморфозы по гельвину (Ге) (обр. Уб-403), г – крупное зерно берtrandита (Бр) (обр. Уб-406); д–з – кварцевые метасоматиты: д – скелетные срастания гельвина (Ге) на границе с зернами кварца (обр. Уб-828), е, ж – различные скелетные срастания гельвина (Ге) (обр. Уб-828), з – характерные тетраэдры гельвина (Ге) (обр. Уб-853).

а–г – николи скрещены; д–з – николи параллельны

англезита и смитсонита. Также для них характерно более широкое развитие лейстового альбита, практически полное отсутствие амфиболов и относительная обогащенность акцессорными минералами – цирконом, малаконом, орбитом, бастнезитом и др. В этих участках обнаружены биотит, мусковит, хлорит, пирит, сфалерит, галенит, апатит, карбонаты и флюорит, которые встречаются как в рассеянном состоянии, так и гнездами. Бериллиевые минералы представлены берtrandитом и гельвином.

Полевошпатовые метасоматиты состоят из микроклин-пертита (60–90%), лейстового альбита (5–10%, редко до 45%) и кварца (10–15%). В зависимости от содержания микроклина и альбита полевошпатовые метасоматиты варьируют от микроклинитов до альбититов. Калиевый полевой шпинт сильно пелитизирован, нередко замещен альбитом, который образует оторочки по его краям. Альбит часто образует двойники, размер зерен 0.02–0.2 мм. Мелкозернистые частицы кварца размером 0.5–1 мм образуют небольшие гнезда. Акцессорные минералы в полевошпатовых метасоматитах представлены цирконом, малаконом, магнетитом, ксенотитом, монацитом. Повсеместно развиты гидроксиды железа и марганца, замещающие многие минералы (рис. 4.51а, б), часто они «заливают» трещины (рис. 4.51в, д). В ассоциации с гидроксидами железа определен водный фосфат Ca, Th и Ce (см. рис. 4.51б) из группы рапдофанита [Семенов, 2001], по-видимому, броклит ($\text{CaTh}_2[\text{PO}_4]_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$). В нем диагностируются (мас.%): SiO_2 (2.69), P_2O_5 (13.76), CaO (5.27), Ce_2O_3 (1.59), PbO (2.49), ThO_2 (51.01), в переменных количествах присутствует Fe_2O_3 (от 8.31 до 13.44), что, возможно, связано с «захватом» Fe при микроанализе.

В полевошпатовых метасоматитах, так же как и в целом на месторождении [Новикова и др., 1988], берtrandит развит более широко, чем гельвин. Выделяются две его генерации. Первая в виде агрегата тонких кристаллов (0.05–0.15 мм) развивается по границам зерен полевых шпатов, реже присутствуют более крупные кристаллы на контактах альбита с кварцем (см. рис. 4.50г). Поздний берtrandит в ассоциации с гидроксидами железа и марганца образует псевдоморфозы по гельвину (см. рис. 4.50в, 4.51е, ж). В поверхностных условиях гельвин очень неустойчив и легко растворяется с образованием пустот, выполненных каолином (см. рис. 4.51ж) и другими гипергенными минералами. Часто вблизи таких пустот встречаются скопления зерен берtrandита с новообразованными выделениями циркона, монацита, ксенотита (см. рис. 4.51а). Нередко ксенотит и монацит замещают циркон (см. рис. 4.51г).

Кварцевые метасоматиты на 90–100% состоят из кварца, который часто является идиоморфным, размер его кристаллов достигает 1 см, в небольшом

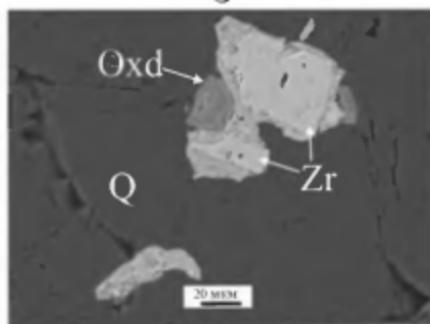
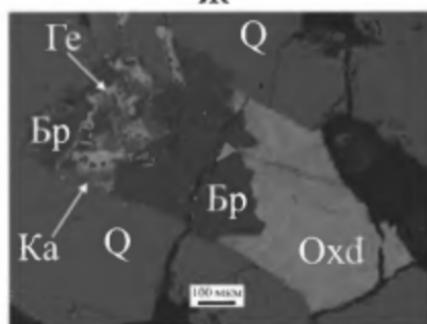
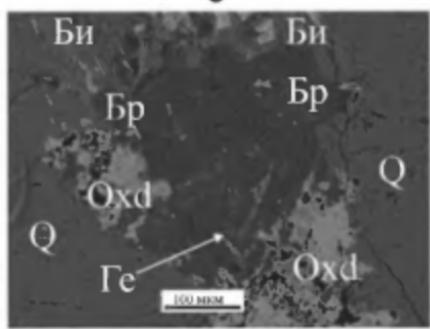
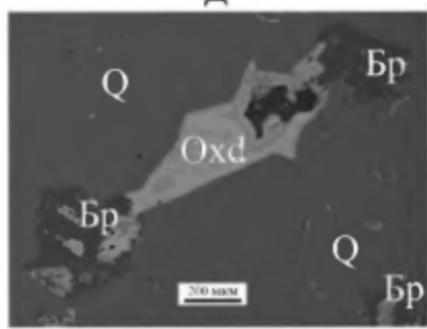
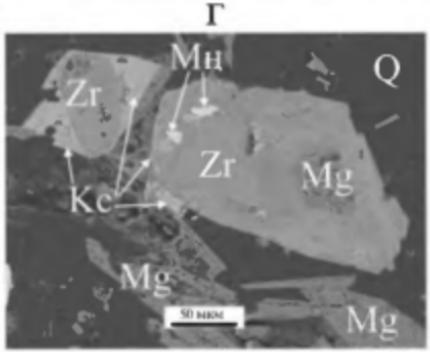
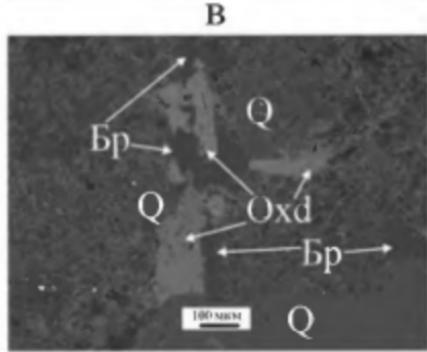
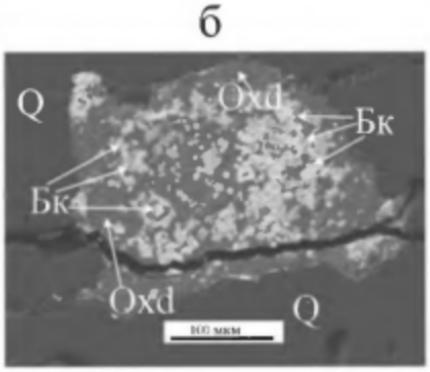
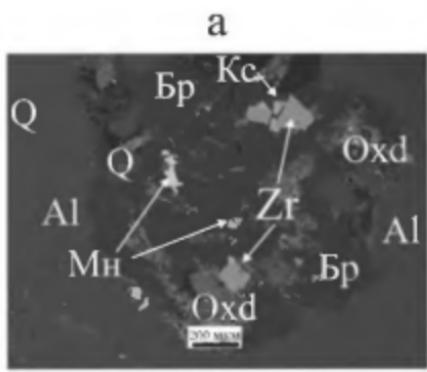


Рис. 4.51. Фотографии в отраженных электронах (СКАН).

а–г – полевошпатовые метасоматиты: а – срастание берtrandита (Br) с цирконом (Zr), монацитом (Mn) и ксенотитом (Kc) в окружении кварца (Q) и альбита (Al) (проба Уб-6/08), б – броккит (Bk) в ассоциации с гидроксидами железа (Oxd) (проба Уб-6/08), в – взаимоотношения берtrandита (Br) с гидроксидами железа (Oxd) и кварцем, основная мелкозернистая масса – срастание кварца и берtrandита с гидроксидами железа (проба Уб-6/08), г – замещение циркона (Zr) ксенотитом (Kc) и монацитом (Mn) с магнетитом (Mg) в кварце (Q) (проба Уб-6/08); д–з – кварцевые метасоматиты: д – гидроксиды железа (Oxd), развивающиеся по трещине между двумя зернами берtrandита (Br) (проба Уб-4187), е – берtrandит (Br), замещающий гельвин (Ge), в ассоциации с биотитом (Bi) и гидроксидами железа (Oxd) (проба Уб-4187), ж – реликты зерна гельвина (Ge), замещенного берtrandитом (Br), гидроксидами железа (Oxd) и каолином (Ka) (проба Уб-4187), з – циркон (Zr) по краям метамиктный с гидроксидами железа (Oxd) (проба Уб-4187)

количество встречается мелкие сдвойниковые частицы альбита, иногда калиевый полевой шпат. В их составе участвуют также биотит, хлорит, карбонат и гипергенные минералы, из акцессорных минералов – циркон, малакон, ортит, монацит, бастнезит, колумбит, ксенотит. В кварцевых метасоматитах гельвин встречается чаще, чем берtrandит. Последний, как и в полевошпатовых, нередко развивается по гельвину. Гельвин развит неравномерно, в основном на границе с кварцем, где он образует скопления или цепочки частиц размером от 0.2 мм до 1.5 см (рис. 4.50д, е). Нередко гельвин имеет зональное или скелетное строение (см. рис. 4.50в, е, ж, з). Замещающий его берtrandит часто ассоциирует с вновь образованным биотитом (рис. 4.51е), гидроксидами железа (рис. 4.51д, е) и каолином (рис. 4.51ж), образуя скопления размером до 1 мм.

Петрохимические и геохимические особенности магматических пород и руд

Магматические породы

Граниты месторождения на диаграмме $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ [Классификация..., 1997] попадают в поле составов субщелочных лейкогранитов и щелочных гранитов (табл. 15, 16, рис. 4.52). Они варьируют по содержанию SiO_2 от 74.4 до 77.8 мас.% и $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ от 8.6 до 10 мас.%, характерно небольшое преобладание K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.84$). Коэффициент агрегатности гранитов в среднем 0.96. По содержанию оксидов петрогенных элементов породы практически не различаются.

По геохимическому составу гранитоиды практически однородны, они характеризуются относительно низкими концентрациями Ba , Sr , P , Ti , Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.05$), Nb , Ta и повышенными Rb , U , K , Pb , Zr и Hf с небольшим преобладанием легких редких земель над тяжелыми (La/Yb)_n = 4.3 (рис. 4.53). Содержание в гранитоидах Be (от 2.3 до 6.8 г/т) понижено относительно кларка земной коры.

Щелочные сиениты (см. табл. 15, 16 и рис. 4.52) характеризуются высокой концентрацией $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (от 11.4 до 12 мас.%) и SiO_2 (от 60.9 до 63 мас.%) и

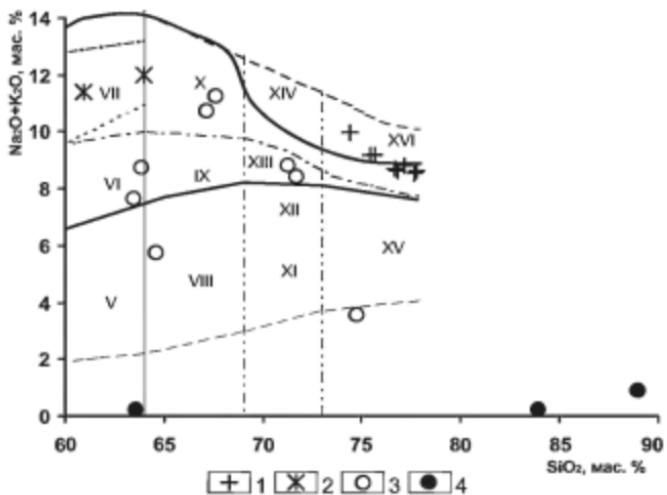


Рис. 4.52. Диаграмма $\text{SiO}_2-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ для пород Урминского месторождения [Классификация..., 1997].

1 – гранитоиды; 2 – щелочные сиениты; 3 – полевошпатовые метасоматиты; 4 – кварцевые метасоматиты

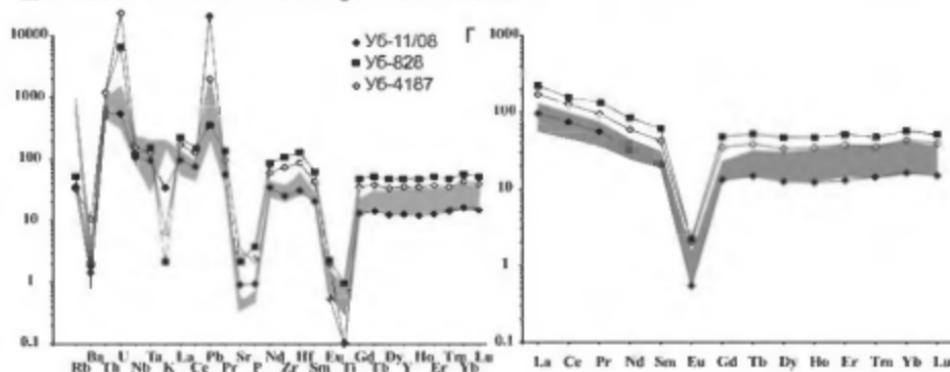
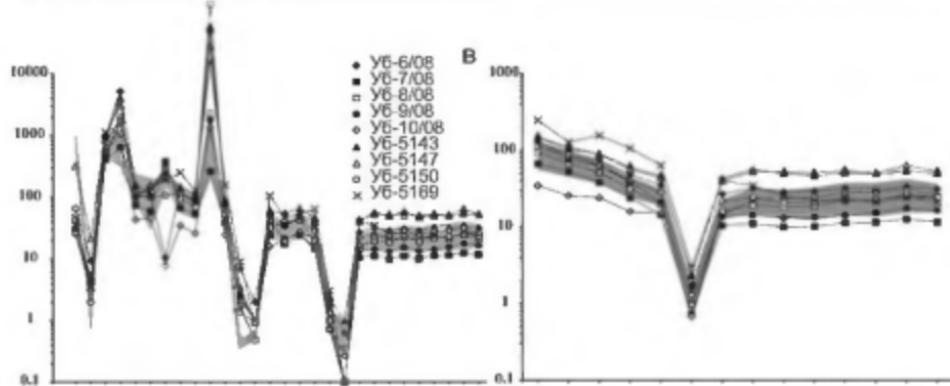
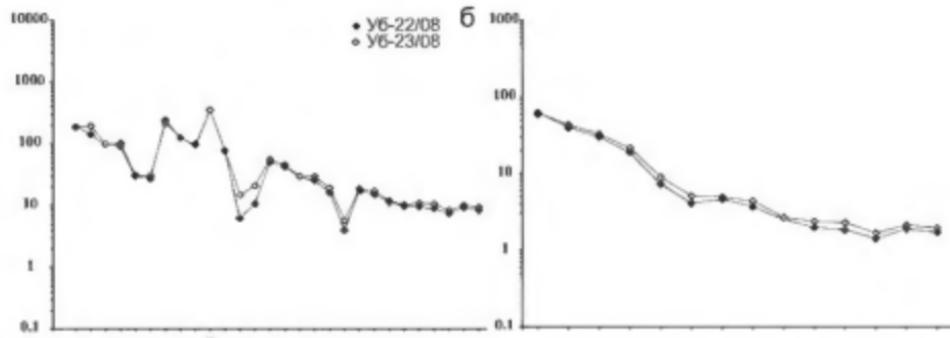
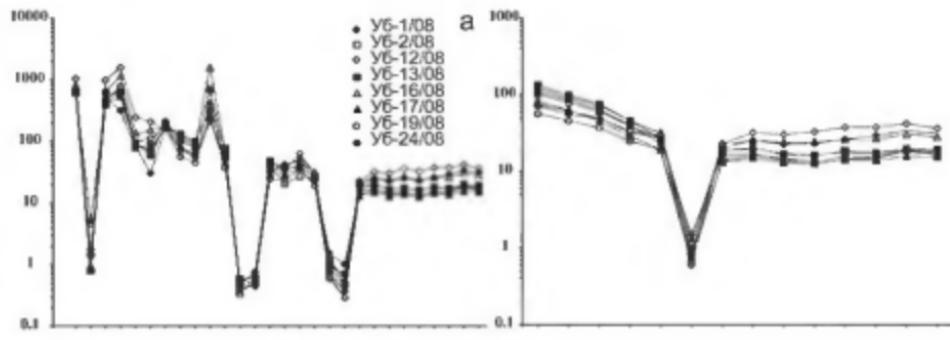
на TAS-диаграмме попадают в поле щелочных сиенитов. Для пород характерно резкое преобладание K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.35$), коэффициент агпантности – 0.93. По сравнению с гранитами (рис. 4.53) сиениты на спайдерграммах выделяются резкими минимумами концентраций Nb, Ta и более слаженными Sr, P, Ti. В них отмечается отсутствие Eu минимума и максимумы K и Pb, а также преобладание легких редких земель над тяжелыми ($\text{La/Yb})_n = 13.1$ (см. рис. 4.53). Содержание Be в щелочных сиенитах 2 г/т.

Метасоматические породы

Полевошпатовые метасоматиты (см. табл. 15, 16 и рис. 4.52) по сравнению с гранитами отличаются более низкими содержаниями SiO_2 (74.8–63.4 мас.%) и TiO_2 (~0.06 мас.%) и более высокими $\text{Fe}_{\text{общ}}$ до 8.2, MnO до 5.5, от части P_2O_5 до 0.05 мас.% (рис. 4.54). Содержания Na_2O и K_2O не стабильны и колеблются в разных образцах: K_2O от 0.2 до 10.6, Na_2O от 0.2 до 11.1 мас.% (см. табл. 16), при общей тенденции к уменьшению их суммы с ростом содержания Be (рис. 4.54). Широкие вариации содержаний K_2O и Na_2O связаны с процессами микроклинизации или альбитизации гранитов [Новикова и др., 1988]. Содержания

Рис. 4.53. Графики распределения элементов-примесей для пород Урминского месторождения, нормированных к примитивной мантии, по [Sun, McDonough, 1989].

а – гранитоиды; б – щелочные сиениты; в – полевошпатовые метасоматиты; г – кварцевые метасоматиты



Ве в метасоматитах колеблются от 745 до 13010 г/т. С его ростом происходит увеличение содержаний (г/т) Zn до 10256, Pb до 35000, Sr до 195, Y до 279, Zr до 642, Ba до 153, Th до 104, U до 115 и суммы REE до 730 (см. табл. 16); единственный элемент, концентрация которого при этом понижается, – Rb (~27 г/т). Содержания F в метасоматитах составляют 0.02–0.16 мас.% и положительно коррелируют с содержанием Ве (рис. 4.54).

На спайдерграммах видно, что полевошпатовые метасоматиты характеризуются пониженными содержаниями Ba, Sr, P, Ti, Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.06$). Для них типично небольшое преобладание легких редких земель над тяжелыми ($\text{La/Yb}_n = 4.5$, а также повышенные содержания Th, U, Pb, Zr и Hf (см. рис. 4.53).

Кварцевые метасоматиты варьируют от умеренно кислых (SiO_2 – 63.5 мас.%) до редких ультракислых (SiO_2 – 83.9–88.9 мас.%) (см. табл. 15, 16 и рис. 4.52). С ростом содержания кремнезема в них уменьшается содержание Na_2O до 0.14 мас.%, K_2O до 0.07 мас.% и Al_2O_3 до 1.3 мас.% (см. рис. 4.54). По сравнению с полевошпатовыми метасоматитами в кварцевых отмечаются более высокие содержания $\text{Fe}_{\text{общ}}$, доходящие до 20.4 мас.%, и MnO до 11.3 мас.% (рис. 4.54). В то же время, они, как и полевошпатовые метасоматиты, характеризуются высокими содержаниями (г/т) Zn (до 18523), Pb (до 2779), Y (до 234), Zr (до 1249), Hf (до 41.5), Th (до 111), U (до 713) и суммы REE (до 786) (см. рис. 4.53). Концентрация Rb уменьшается до 21 г/т. Содержания Ве колеблются от 1050 до 24910 г/т, F до 0.12 мас.%. На спайдерграхмах видно, что составы кварцевых метасоматитов подобны полевошпатовым. Для них также характерны относительно низкие содержания Ba, Sr, P, Ti, Eu ($\text{Eu/Eu}^* = 0.04$),

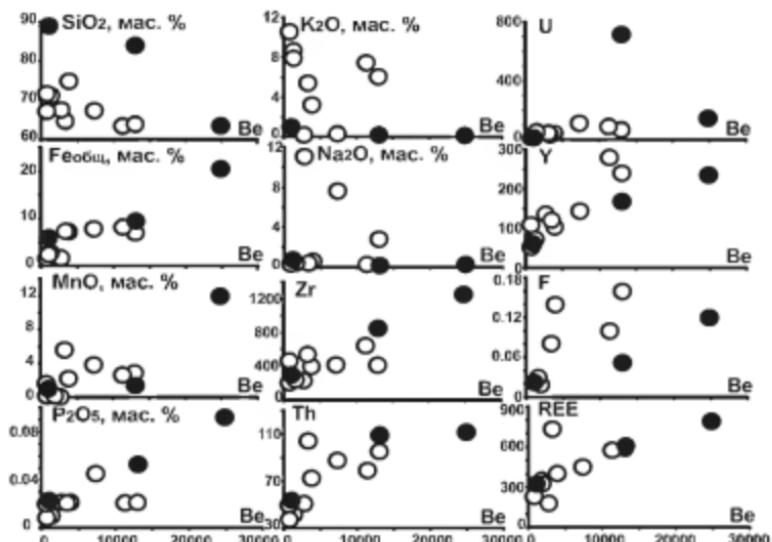


Рис. 4.54. Графики соотношения содержаний петрогенных, редких и REE и Ве в рудах Урминского месторождения.

Условные обозначения см. рис. 4.52

небольшое преобладание LREE над HREE (La/Yb)_n = 4.6, а также повышенные содержания Th, U, Pb, Zr и Hf.

В метасоматитах обоих типов отмечается четкая положительная корреляция содержаний Be с Zr, Th, U, Y, Ba, F, REE, $\text{Fe}_{\text{общ}}$ и менее четкая с MnO , P_2O_5 , TiO_2 . Рост содержаний REE, Zr и Y связан с появлением в рудах заметных количеств циркона, ксенотима, бастнезита и монацита, а резкое увеличение содержаний $\text{Fe}_{\text{общ}}$ и MnO с интенсивным развитием гидроксидов железа и марганца. Повышение содержаний Zn и Pb обусловлено образованием сфалерита и галенита.

При общем сходстве состава метасоматитов и гранитов отмечается относительное обогащение метасоматитов Th, U, Pb, Zr, Hf, REE. Подобное поведение этих элементов, по-видимому, связано с образованием рудных флюидов из остаточных дифференцированных расплавов. Об этом, в частности, свидетельствует прямая корреляционная зависимость между содержанием лиофильных элементов в породах и рудах, что характерно для дифференцированных магматических систем. В то же время некоторые метасоматиты обеднены Rb и K (см. рис. 4.53), что обусловлено разрушением в них калиевых полевых шпатов и замещением их альбитом.

На дискриминационных петрохимических диаграммах $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}-$ ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)/ CaO $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ –(FeO/MgO) гранитоиды, щелочные сиениты и гранитоиды с наложенной бериллиевой минерализацией попадают в поле составов гранитов А-типа (рис. 4.55), при этом бериллиевые руды варьируют по составу и сильно отличаются от неизмененных гранитоидов. На диаграммах $\text{Yb}-\text{Ta}$ и $\text{Y}-\text{Nb}$ (рис. 4.56) все гранитоиды, щелочные сиениты и бериллиевые руды, за редким исключением, попадают в поле составов внутриплитных гранитов (WPG). По геохимической типизации магматических пород Л.В. Таусона [1977] гранитоиды таширского комплекса на Урминском месторождении относятся к *редкометальным гранитоидам щелочного ряда*.

Судя по диаграммам распределения Yb, Y, Nb относительно Zr (рис. 4.57а, б, в), составы неизмененных гранитоидов и бериллиевых руд Урминского месторождения коррелируют с обогащением конечных производных редкими элементами; как правило, наиболее обогащенными Zr являются бериллиевые руды. Подобное распределение рудных компонентов свидетельствует об их накоплении в рудах в ходе магматической дифференциации расплавов. На диаграмме (рис. 4.57г) видно, что значение K/Rb отношения более низкое в гранитоидах Урминского месторождения, чем в полевошпатовых метасоматитах, которые обеднены Rb.

В гранитах и рудах месторождения с увеличением содержания кремнезема отмечается уменьшение содержания REE (рис. 4.57д), что связывается с появлением в ходе эволюции гранитной магмы кристаллизующихся фаз монацита и бастнезита, фракционирование которых ведет к уменьшению REE в остаточном расплаве. В рудах месторождений такая же связь установлена и для Be (рис. 4.57е), но она объясняется преимущественным отложением бериллиевых минералов на стадии формирования полевошпатовых метасоматитов (альбитизация) и, в меньшей степени, на последующем начальном этапе стадии окварцевания [Новикова и др., 1988].

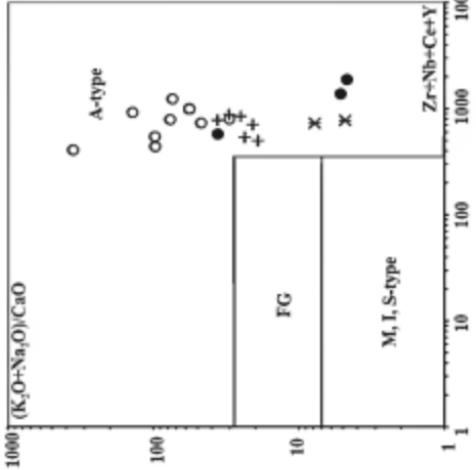


Рис. 4.55. Дискриминационные диаграммы $Zr+Nb+Ce+Y-(Na_2O+K_2O)/CaO$ и $Zr+Nb+Ce+Y-(FeO/MgO)$ для гранитов и Ве руд Урмийского месторождения.
Условные обозначения рис. 4.52

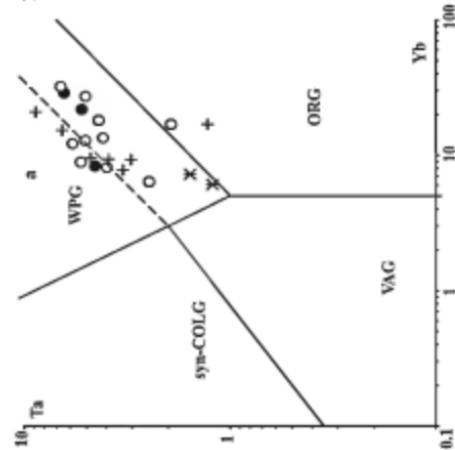
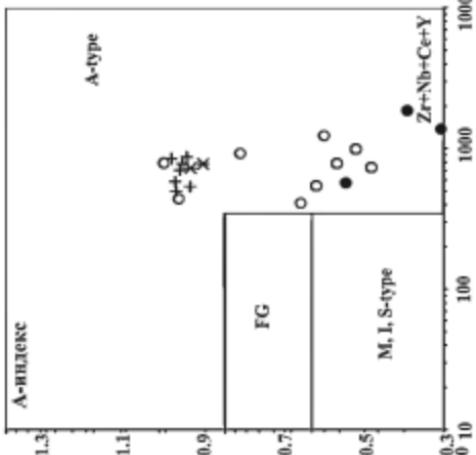


Рис. 4.56. Дискриминационные диаграммы гранитов и Ве руд Урмийского месторождения, по [Pearce et al., 1984]
а – $Yb-Ta$; б – $Y-Nb$.
Условные обозначения рис. 4.52

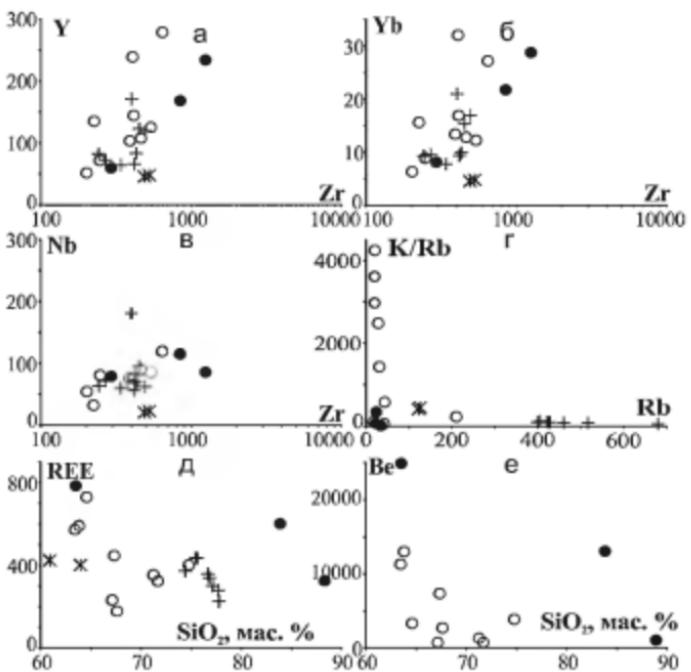


Рис. 4.57. Графики распределения редких и REE в породах Урминского месторождения.

Условные обозначения рис. 4.52

Таким образом, бериллиевая минерализация на месторождении представлена гельвином и берtrandитом. Она сопряжена с зонами полевошпатовых метасоматитов, характеризующихся вариациями составов – от микроклинитов до альбититов, в меньшей степени с кварцевыми метасоматитами. Метасоматиты в рудоносных гранитоидах встречаются спорадически. Кристаллизация бериллиевых минералов на рудных участках сопровождалась образованием галенита, магнетита, сфалерита, биотита, ортита, циртолита, хлорита, циркона, малокона, монацита, ксенотима, бастнезита, колумбита, гидроксидов железа и марганца. На завершающих стадиях формирования руд происходило образование гипергенных минералов. Содержание бериллия в рудах положительно коррелирует с содержанием ряда редких элементов, индикаторных для вмещающих гранитов. Все это позволяет сделать вывод, что формирование Be минерализации на Урминском месторождении связано с эволюцией гранитоидных расплавов повышенной щелочности.

ГЛАВА V

Возраст магматических пород и руд бериллиевых месторождений Западного Забайкалья

5.1. Ермаковское месторождение

В результате детальных геологических исследований была установлена последовательность образования магматических пород и руд на Ермаковском флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении, при этом выделены три этапа – дорудный, синрудный и пострудный. Для определения возрастных границ этих этапов проведено Rb-Sr, U-Pb и Ar-Ar геохронологическое изучение соответствующих им пород, а также вмещающих оруденение сланцев и мраморизованных известняков зун-муринской свиты, которая подверглась региональному метаморфизму альмандин-амфиболитовой фации [Гинзбург и др., 1975].

Возраст вмещающих пород

Мраморизованные известняки зун-муринской свиты были изучены Rb-Sr методом. Из пробы Е-21/07 были выделены две фракции слюды (электромагнитная и неэлектромагнитная). Rb-Sr-возраст, рассчитанный по ним и по породе в целом, составил – 271 ± 12 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70820 \pm 45$, средний квадрат взвешенных отклонений (СКВО) 0.18 (табл. 17, рис. 5.1а).

Определен также Rb-Sr возраст метаморфизма кварц-биотит-плагиоклазовых сланцев той же свиты. Из пробы Е-773/11 были выделены и проанализированы Rb-Sr изотопным методом плагиоклаз, биотит, а также порода в целом (см. табл. 17, рис. 5.1б). В координатах $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ фигурационные точки, отвечающие изотопному составу минералов и биотит-плагиоклазовому сланцу, расположены на изохроне с возрастом 266.9 ± 18 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7129 \pm 5$, СКВО = 1.5.

Плагиоклаз и биотит из сланцев, и слюда из мраморизованных известняков, сформировались в процессе регионального метаморфизма альмандин-амфиболитовой фации и не имеют петрографических признаков более поздних

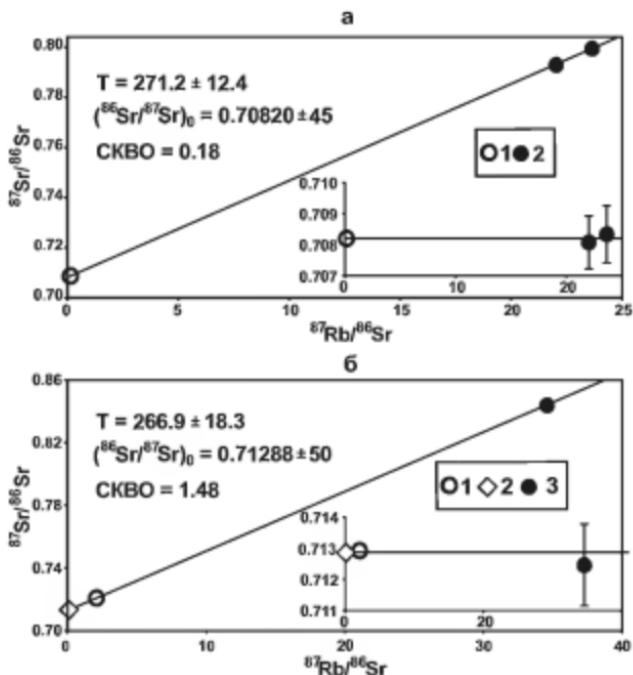


Рис. 5.1. Rb-Sr-изохронные диаграммы.

а – мраморизованный известняк (обр. Е-21/07): 1 – известняк, 2 – слюда; б – сланец (обр. Е-773/11): 1 – сланец, 2 – плагиоклаз, 3 – биотит

преобразований. По всей видимости, полученный возраст по известнякам и сланцам отвечает данному метаморфическому событию.

Возраст пород зун-муринской свиты, определенный ранее по остаткам в них водорослей *Osaqia*, соответствует рифею-венду [Гинзбург и др., 1975]. Полученные Rb-Sr-данные по возрасту мраморизованных известняков – 271 ± 12 млн лет и кварц-биотит-плагиоклазовым сланцам – 266 ± 18 млн лет в пределах аналитической погрешности близки между собой и весьма далеки от предполагаемого рифей-венского возраста этой толщи. Скорее всего, Rb-Sr-датировки зун-муринской свиты характеризуют время переуравновешивания ее Rb-Sr изотопной системы вследствие более молодого термального события, которое по времени его проявления можно связать с воздействием Ангаро-Витимского батолита, в значительной степени определившего позднепалеозойскую структуру Западного Забайкалья.

Дорудный магматический этап включает образование массива габброидов, гнейсовидных гранитов заганского комплекса и даек мелко-среднезернистых гранитов и пегматитов.

Для определения возраста массива габброидов нами были проведены U-Pb по циркону и Rb-Sr-исследования по другим минералам из этих пород. Аксессорный циркон из пробы Е-1/06 (табл. 18, рис. 5.2), в виде субдиоморфных,

прозрачных и полупрозрачных кристаллов и их обломков светло-желтого цвета был использован для геохронологических целей. Кристаллы имеют габитус, меняющийся от короткопризматического до длиннопризматического.

Кристаллы образуют комбинации призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {101} с характерной магматической зональностью, хорошо проявленной в призмах (рис. 5.2а, I–II) и нарушенной в дипирамидах (рис. 5.2а, III–IV).

Морфологические особенности кристаллов циркона, несомненно, свидетельствуют о его магматической природе. Изотопные исследования были проведены для трех образцов наиболее прозрачных зерен циркона (табл. 18, № 1–3) из размерных фракций >150 мкм и $-150+100$ мкм. Циркон подвергался предварительной аэроабразивной обработке [Krogh, 1982]. Как следует из табл. 18, изученный циркон субконкордантен или конкордантен (табл. 18, № 3), среднее значение его возраста по $(^{87}\text{Pb}/^{86}\text{Pb})_0$ составляет 336 ± 6 млн лет (СКВО = 0.64). Конкордантный возраст циркона составляет 332 ± 1 млн лет, СКВО = 0.93, вероятность = 0.33 (рис. 5.3а). Эти цифры были приняты в качестве наиболее точной оценки возраста магматической кристаллизации массива габброидов.

Эти габброиды были также изучены Rb-Sr методом. Были исследованы: порода в целом, две фракции амфибола, две фракции плагиоклаза, различающиеся по плотности, и фракция биотита (табл. 17, обр. Е–312). Изохона, полученная по всем имеющимся данным, отвечает возрасту -316 ± 8.3 млн лет с начальным изотопным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70523 \pm 14$, СКВО = 2.15 (рис. 5.4). Возраст 316 ± 8.3 млн лет по минеральной изохоне практически полностью совпадает с полученной нами ранее предварительной оценкой по породе в целом и слюде – 317.9 ± 1.8 млн лет [Лыхин и др., 2001].

Данные по возрасту массива габброидов, полученные Rb-Sr-методом (316 ± 8.3 млн лет), несколько «омоложены» относительно возраста, полученного по циркону U-Pb-методом из тех же габброидов (332 ± 1 млн лет). Такое занижение Rb-Sr-возраста, скорее всего, связано либо с более поздним закрытием Rb-Sr-системы в минералах (плагиоклазе, амфиболе, биотите) по сравнению с U-Pb-системой в цирконе, либо с воздействием на габброиды более молодого термального события. Мы полагаем, что эти габброиды, по-видимому, представляют самостоятельный магматический комплекс, отличный от широко развитых в регионе габброидов моностойского комплекса. Возраст последних давно уже был оценен примерно в 300 млн лет [Богатиков, 1966; Налетов, 1962]. Более корректные оценки были получены нами по амфиболу Аг-Аг-изотопным методом – 278.7 ± 1.7 млн лет для габброидов Арсентьевский массива моностойского комплекса. Очевидно, что между этими проявлениями базитового магматизма существует значительный возрастной перерыв, что и определило наш вывод о самостоятельности Ермаковских габброидов.

Возраст *ранних* дорудных даек мелко-среднезернистых гранитоидов был определен U-Pb-методом по циркону (обр. Е–493 и Е–779), Rb-Sr-методом по валовым пробам и Аг-Аг-методом по амфиболу (пегматит, обр. Е–836).

Аксессорный циркон, выделенный из гранитоидов пробы Е–493, представлен полупрозрачными субдиоморфными кристаллами желтого и светло-коричневого цвета, короткопризматического и дипирамидального габитуса с сочетанием граней призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {102}; Кудл. = 2.0–2.5

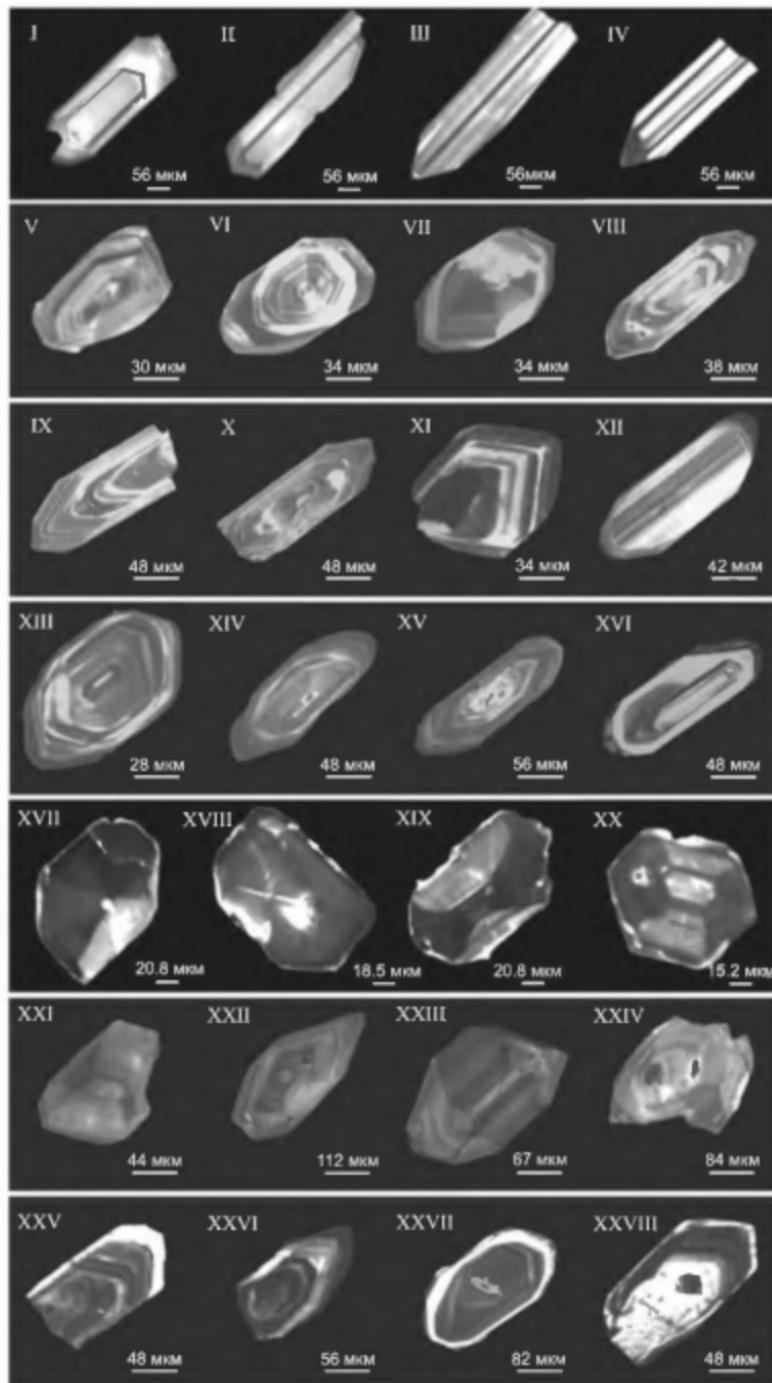
(см. рис. 5.2б, IX–XII). Циркон имеет зональное строение, внешние зоны кристаллов, как правило, трещиноваты и замутнены (рис. 5.2а, XVII–XX). В единичных зернах светло-коричневого цвета наблюдаются метамиктизированные трещиноватые ядра. Для проведения U-Pb-исследований были отобраны 15 наиболее прозрачных зерен циркона (табл. 18, № 10), подвергнутых предварительной аэроабразивной обработке [Krogh, 1982], а также циркон из фракции >100 мкм (табл. 18, № 11), который был предварительно обработан HF+HNO₃ в течение 2 ч [Mattinson, 1994]. Как видно на рис. 5.3а, точки исследованного циркона располагаются на конкордии, а его возраст составляет 325 ± 3 млн лет (СКВО = 0.07, вероятность = 0.79). Морфологические особенности циркона из пробы Е–493 свидетельствуют о его магматическом происхождении.

Таким образом, есть основание рассматривать значение его конкордантного возраста 325 ± 3 млн лет в качестве наиболее точной оценки времени кристаллизации расплавов даек гранитов месторождения, относящихся к дорудному магматическому этапу.

Еще одна оценка U-Pb возраста дорудного гранитоидного магматизма была получена по циркону мелкозернистых гранитов дайки, участвующей в складчатости пород зун-муринской свиты (табл. 18, рис. 5.3в, пробы Е–779). Аксессорный циркон в этих гранитах представлен субдиомофиными призматическими прозрачными и полупрозрачными кристаллами желтоватого цвета, которые ограничены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101} и {111} (см. рис. 5.2б, XIII–XVI). Их размер варьирует от 85 до 200 мкм, коэффициент удлинения составляет 2:1. В режиме катодолюминесценции в цирконе наблюдается четкая магматическая зональность и секториальность (см. рис. 5.2а, XXI–XXIII), а в отдельных кристаллах – реликты ядер (см. рис. 5.2а, XXIV), а также оторочки, где зональность отсутствует и высокая интенсивность люминесценции (см. рис. 5.2а, XXV, XXVII, XXVIII).

U-Pb-изотопный анализ был проведен для трех проб, состоящих из 6–30 наиболее «чистых» зерен циркона из фракций 85–150 мкм и >150 мкм (табл. 18, № 12–14). Циркон характеризуется незначительной дискордантностью (№ 12) или субконкордантен (№ 13 и 14). Как видно на рис. 5.3в, точки его изотопного состава образуют дискордию, верхнее пересечение с конкордией соответствует возрасту 333 ± 10 млн лет СКВО = 0.01 (см. рис. 5.3в), нижнее – 313 ± 300 млн лет. Полученные цифры можно использовать в качестве оценки возраста формирования дорудных даек мелкозернистых гранитов.

Кроме изотопной датировки даек гранитоидов, был определен возраст амфибол-калиево-полевошпатовых пегматитов (проба Е–836). Из пегматитов был выделен амфибол и проанализирован $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -методом (табл. 19, рис. 5.5). В спектре амфиболя по шести средне-высокотемпературным ступеням выделяется четкое возрастное плато с возрастом 302.5 ± 0.9 млн лет. Ошибка определения возраста плато учитывает только аналитическую погрешность определения отношения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ в образце. Незначительное хаотическое колебание низкотемпературной части спектра свидетельствует о присутствии в амфибole небольшого количества посторонних минеральных фаз. Возраст – 302.5 ± 0.9 млн лет соответствует времени закрытия $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопной системы в амфиболе.

a

б

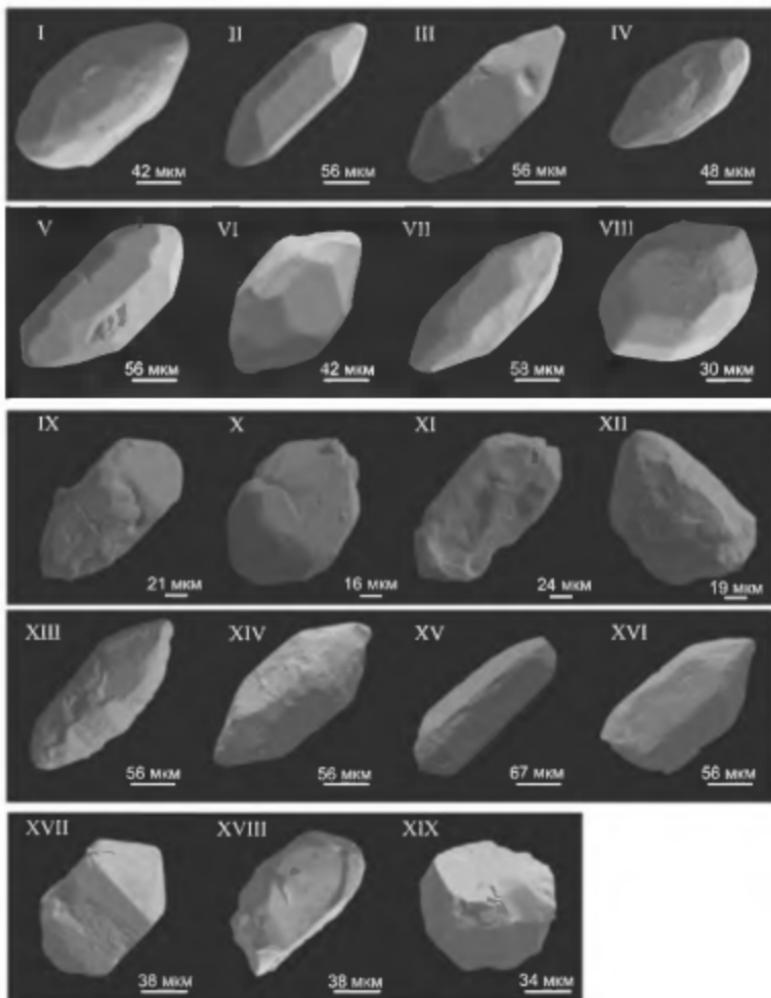


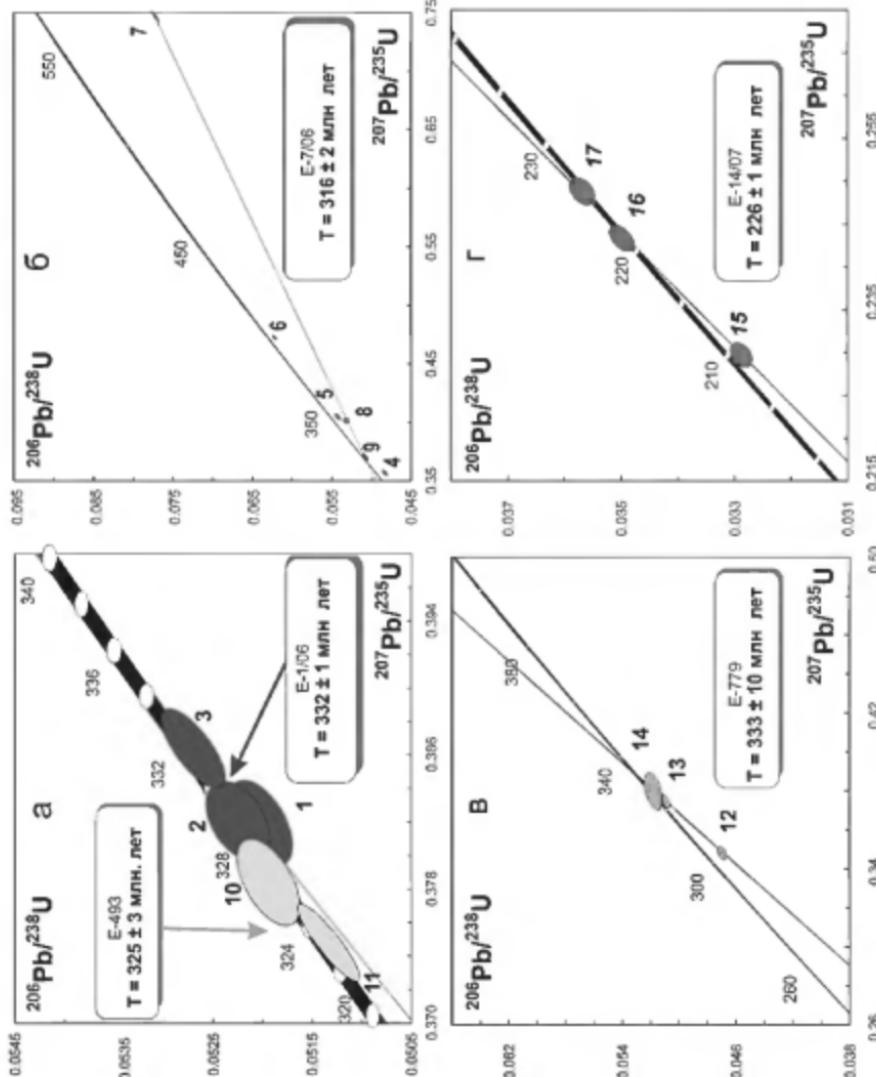
Рис. 5.2. Кристаллы циркона из магматических пород Ермаковского месторождения (СКАН).

а – дорудная дайка (обр. Е-1/06), мелкозернистые граниты (обр. Е-493), б – гнейсо-граниты заганского комплекса (обр. Е-7/06), в – дорудная дайка мелкозернистых гранитов (обр. Е-779), г – лейкограниты массива «Шток» малокундайского комплекса (обр. Е-14/07).

а – в режиме катодолюминесценции: I–IV – проба габброидов (Е-1/06); V–XVI – проба гнейсо-гранитов заганского комплекса (Е-7/06); XVII–XX – проба дорудной дайки мелкозернистых гранитов (Е-779); XXI–XXVIII – проба дорудной дайки мелкозернистых гранитов (Е-779); б – в режиме вторичных электронов: I–VIII – проба (Е-7/06); IX–XII – проба (Е-493); XIII–XVI – проба (Е-779); XVII–XIX – проба лейкогранитов массива «Шток» малокундайского комплекса (Е-14/07).

Рис. 5.3. U-Pb-диаграммы циркона с конкордиями.
 а – габброноды (обр. Е-1/06)
 и мелкогранитистые грани-
 ты лорулльной лайки (обр.
 Е-493), б – гнейсо-граниты
 заганского комплекса (обр.
 Е-7/06), в – мелкогранитистые
 граниты дорудной дайки
 (обр. Е-779), г – лейкогранин-
 та массива «Шток» малоку-
 налейского комплекса (обр.
 Е-14/07)

Номера точек соответствуют
 номерам в табл. 18



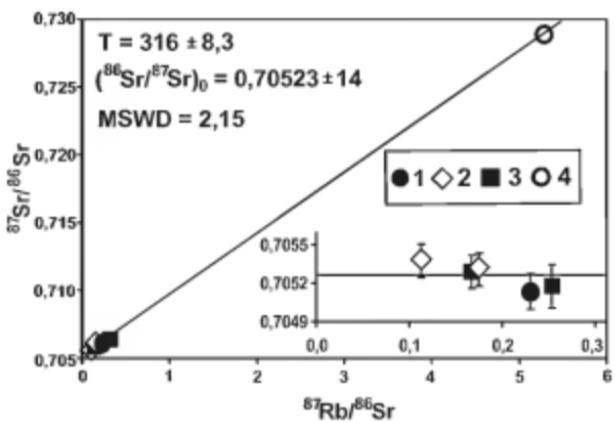


Рис. 5.4. Rb-Sr-изохронная диаграмма для габброидов (обр. Е-312).

1 – габброиды, 2 – амфибол, 3 – плагиоклаз, 4 – биотит

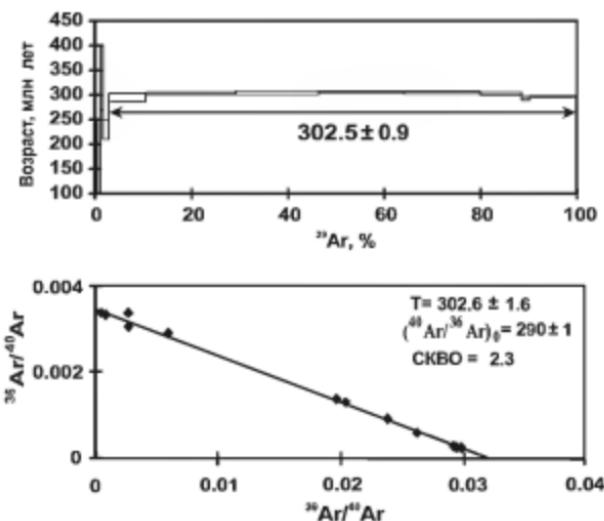


Рис. 5.5. Возраст амфибola из дорудного гранофирового гранита, определенный методом $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$

Был также определен Rb-Sr изотопный возраст пяти образцов мелко-среднезернистых гранитоидов ранних даек (см. табл. 17, обр. Е-307, Е-308, Е-309, Е-493, Е-781). Возраст, полученный по их валовым пробам, составляет 284.1 ± 17 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7059 \pm 2$, СКВО 4.32 (рис. 5.6а). На диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ четко видно, что гранофировый гранит (обр. Е-308) отличается от других повышенными значениями

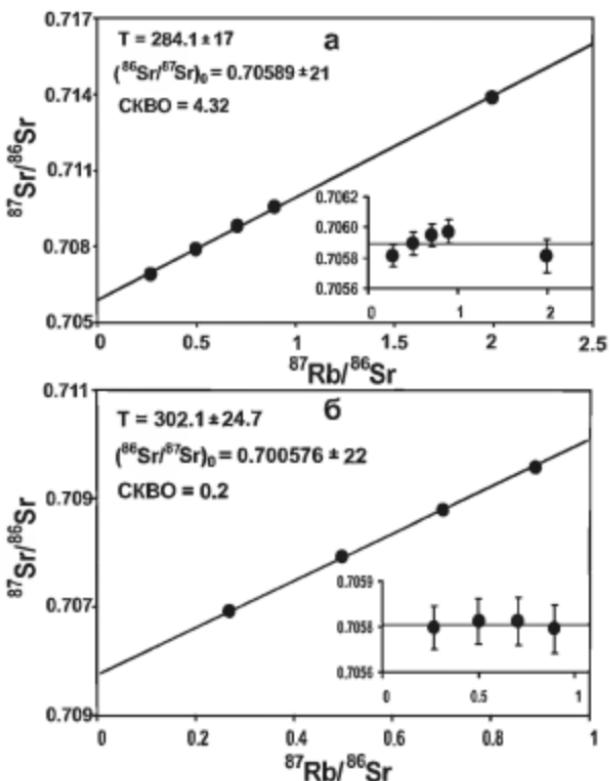


Рис. 5.6. Rb-Sr-соотношения в мелко-среднезернистых гранитах ранних даек.
а – для всех исследованных образцов; б – без обр. Е-308

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (1.99) и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71387). По петрогохимическим характеристикам гранофировый гранит также резко отличается от всех остальных гранитондов – это порода, обогащенная калиевым полевым шпатом ($\text{Na}/\text{K} = 0.55$) (см. табл. № 4), с резким стронциевым и европиевым максимумами, содержания других редкоземельных элементов в ней ниже на порядок чем в гранитах остальных даек (см. рис. 4.20б). Такие отличия в редкоземельном и изотопном составе, вероятно, свидетельствуют о принадлежности этой дайки к иной генетической серии, а также о ее ином возрастном положении. Вследствие этого она была исключена из изохронных расчетов. Возраст мелко-среднезернистых гранитондов из разных тел, полученный по оставшимся четырем образцам, – 302.1 ± 24.5 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7058 \pm 2$, СКВО 0.16 (рис. 5.6б).

Проверив подлинность полученных данных на стандартном графике $1/\text{Sr} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [Фор, 1989] мы получили линейную зависимость между Rb и Sr для всех даек мелко-среднезернистых гранитов. Подобные зависимости обычно рассматриваются как линии смешения, не связанные с возрастными

изменениями изотопных систем в каждой из пород. Однако, по мнению некоторых авторов [Пушкарев, 1978; Костицын, 2004], сам факт получения в «координатах смещения» хорошей линейной зависимости еще не свидетельствует о том, что наклон линии на изохронном графике, т.е. возраст непременно искажен. Проверить реальность полученного таким образом возраста пород (302.1 ± 24.5 млн лет), можно другими изотопными методами (U-Pb, Ar-Ag, Sm-Nd) по тем же образцам.

Результаты соответствующих исследований были представлены выше. U-Pb-методом возраст даек гранитов и пегматитов был определен соответственно в 325 ± 3 и 333 ± 10 млн лет. Rb-Sr и Ar-Ag методами были получены оценки в 302.7 ± 24.5 млн лет и 302.5 ± 0.9 млн лет. U-Pb-система в кристаллах акцессорного циркона является наиболее устойчивой к изотопным нарушениям, вызываемым вторичными процессами, а если она все-таки была нарушена, то получаемые результаты (пример, обр. Е-779) ошибочны. Из двух изученных образцов даек граниты пробы Е-779 наиболее измененные, поэтому полученный по ним возраст – 333 ± 10 млн лет ошибочен. В связи с этим мы принимаем для всех ранних дайковых мелкозернистых гранитов и пегматитов возраст, полученный по обр. Е-493 и соответствующий 325 ± 3 млн лет. Более молодой возраст – 303 млн лет, полученный Rb-Sr и Ar-Ag-методами, скорее всего, может свидетельствовать либо о более позднем закрытии в амфиболе из пегматита Ar-Ag-системы, либо о более позднем закрытии Rb-Sr-системы в гранитах, либо, что более вероятно, о нарушении этих изотопных систем вследствие сильных термальных воздействий, которые привели к метаморфизму альмандин-амфиболитовой фации пород зун-муринской свиты (271–266 млн лет).

В составе пород дорудного магматического этапа на месторождении участвуют также *гнейсовидные граниты*, которые на карте масштаба 1:200 000 [Ермаков, 1975] отнесены к хамар-дабанскому комплексу протерозоя (γ Pt), а на карте магматических формаций [Абрамович и др., 1988] к заганскуму комплексу. Возраст этих гранитов был определен U-Pb-методом по циркону (табл. 18, обр. Е-7/06, рис. 5.36).

Исследованный циркон представлен субдиоморфными, реже идиоморфными полупрозрачными кристаллами желтого цвета, облик которых варьирует от коротко до длиннопризматического, а огранка определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {111}, {211}, {112} (рис. 5.2б, I–VIII). Размер зерен изменяется от 50 до 150 мкм, коэффициент удлинения составляет 1.2–3.0. Циркон обладает зональным строением (см. рис. 5.2а, V–XVI), секториальностью, (см. рис. 5.2а, VI, VII, X), для него также характерно присутствие реликтов ядер (см. рис. 5.2а, VI, VII, X) и внешних трещиноватых зон с пониженным двупреломлением и низкой люминесценцией (см. рис. 5.2а, XIII, XIV, XV). Указанные морфологические особенности характерны для циркона магматического происхождения.

U-Pb-исследования были проведены для шести проб циркона из размерных фракций: 50–100, 85–100 и 100–150 мкм (табл. 18, № 4–9). В большинстве случаев он был подвергнут предварительной аэроабразивной или кислотной обработке с целью удаления «нарушенных» участков зерен. Циркон из фракции

85–100 мкм характеризуется наименьшей дискордантностью отношений U/Pb (табл. 18, № 9, рис. 5.2б). Циркон из других фракций дискордантен благодаря присутствию более древнего радиогенного свинца или частичным потерям свинца в более позднее время. Точки № 7–9 образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 316 ± 2 млн лет (верхнее пересечение отвечает 1498 ± 15 млн лет, СКВО = 1.3). Положение на диаграмме с конкордией точек циркона из фракции 100–150 мкм № 6, подвергнутого аэроабразивной обработке, по-видимому, обусловлено присутствием компонента более древнего возраста. Полученную цифру – 316 ± 2 млн лет можно принимать в качестве возраста кристаллизации циркона из пробы Е–7/06.

Нами были изучены также гнейсограниты, расположенные в 15 километрах к югу от Ермаковского месторождения в пределах хребта Цаган-Хуртей. На карте масштаба 1:200 000 они отнесены к Хамар-дабанскому комплексу (yPt). Проба гнейсовидных гранитов (БКЛ-564) отобрана из коренного обнажения. Из нее был выделен акцессорный циркон, представленный субдиоморфными прозрачными и полупрозрачными зональными кристаллами призматической и короткопризматической формы гиацинтового габитуса светло-желтого цвета. В центральных частях единичных замутненных кристаллов наблюдаются реликты метамиктных ядер неправильной формы, не имеющих четких границ. Для циркона характерно присутствие значительного количества газово-жидких и твердофазных минеральных включений. Размер зерен варьирует от 85 до 500 μm , $K_{\text{уд}} = 1.5–2.5$. В результате U-Pb-изотопного исследования двух фракций циркона ($+85–100 \mu\text{m}$ и $>150 \mu\text{m}$) была обнаружена дискордантность U/Pb возрастов (табл. 18, № 18 и 19). При этом кристаллы циркона всех фракций в различной степени дискордантны, что, вероятно, отражает контаминацию более древним свинцом (рис. 5.7). Для уменьшения степени

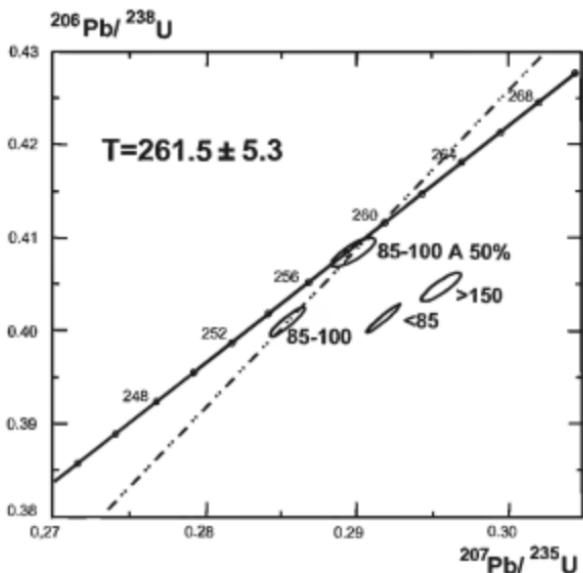


Рис. 5.7. U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из гнейсовидных гранитов южного обрамления Ермаковского месторождения (проба БКЛ-564)

дискордантности была проведена аэроабразивная обработка циркона из размерной фракции +85–100 μm , в ходе которой были удалены около 50% зерен (табл. 18, № 20). Точка, отвечающая этому обработанному циркону, располагается на конкордии. Его возраст оценен по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и составляет 261.5 ± 5.3 млн лет. Таким образом, есть все основания считать, что возраст конкордантного циркона соответствует возрасту гнейсовидного гранита.

Полученные нами значения возраста гнейсогранитов заганского комплекса непосредственно на Ермаковском месторождении – 316 ± 2 млн лет, а на удалении от него в 15 км – 261.5 ± 5.3 млн лет. По литературным данным, оценки возраста подобных гнейсогранитов имеют значительный разброс. Так, на карте масштаба 1:200 000 [1975] их возраст – протерозой, по данным М.И. Новикова с соавторами [1994] – ранний палеозой. По данным изотопной геохронологии [Скляров, 1997; Бибикова, 1993] возраст гнейсогранитов колеблется от протерозоя до мезозоя. Все это свидетельствует о возрастной неоднородности пород, относимых к этой группе. Возраст гнейсовидных гранитов из пробы БКЛ-564 близок к полученной нами оценке времени регионального метаморфизма осадочных пород зун-муринской свиты (271–266 млн лет), наиболее сильно проявленном в Малханском, Заганском и Цаган-Хуртейском хребтах. Их возможное геодинамическое положение более подробно рассмотрено в главе VI.

Из результатов проведенных геохронологических исследований следует, что все выделенные нами по геологическим соотношениям дорудные магматические породы месторождения (за исключением гнейсогранита БКЛ-564) образовались в интервале 333–316 млн лет. Это достаточно широкий возрастной интервал и, возможно, он обусловлен многоактным проявлением магматизма в рассматриваемом районе, что выше это уже отмечалось на примере габброидов. На Ермаковском месторождении они имеют возраст 332 ± 1 млн лет, тогда как габброиды моностойского комплекса, широко развитые в регионе, образовались около 280 млн лет назад. По времени формирования к габброидам месторождения близки ранние дайки мелко-среднезернистых гранитов (325 ± 3 млн лет) и, вероятно, те и другие обусловлены единым импульсом магматизма. Особое место в регионе занимает Ангаро-Витимский батолит, время формирования которого – 310–285 млн лет назад [Салон, 1964; Неймарк и др., 1993; Будников и др., 1995; Ярмолюк и др., 1997а; Рыцк и др., 1998; Цыганков и др., 2007, 2010]. Непосредственно в пределах месторождения он не обнаружен. По времени образования к нему наиболее близки гнейсовидные граниты возрастом 316 ± 2 млн лет, хотя более вероятно, что и они отвечают независимому магматическому событию. Наиболее позднее дорудное проявление эндогенной активности было сопряжено с формированием гнейсогранитов заганского комплекса возрастом 261 млн лет, природу которых, опираясь только на данные по району месторождения, определить трудно. Представления о геологической позиции магматизма соответствующего возрастного уровня более подробно будут рассмотрены в главе VI.

Синрудному этапу соответствует внедрение даек гранитоидов повышенной щелочности малокуналейского комплекса (сиенитов, граносиенитов, субщелочных и щелочных гранитов и базитов), штокообразных тел щелочных лей-

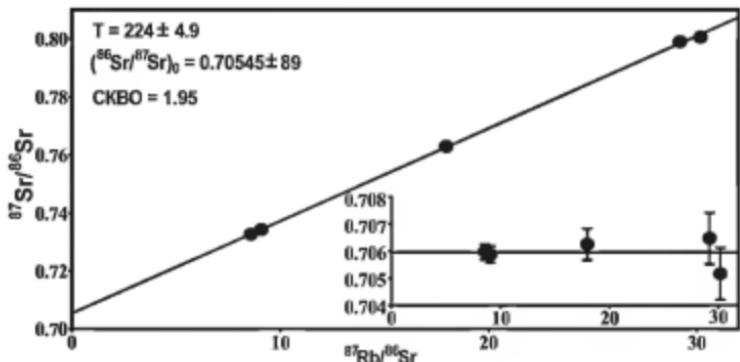


Рис. 5.8. Rb-Sr-изохронная диаграмма для даек синрудных щелочных гранитов и сиенитов

когранитов массива «Шток» и сиенитов массива «Сиенит» того же комплекса, а также образование флогопитовых слюдитов, везувиановых скарнов и разнообразных по составу рудных тел.

Датирование даек гранитоидов повышенной щелочности и щелочных гранитов из 18-й рудной зоны, было проведено по пяти образцам (табл. 17, рис. 5.8, обр. Е-215, Е-311, Е-313, Ер-2-95, Ер-3-95). Полученная изохона имеет следующие параметры: возраст 224 ± 4.9 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70545 \pm 89$, СКВО = 1.95. Этот возраст близок к возрасту лейкогранитов массива «Шток», но начальное изотопное отношение в дайках несколько ниже, чем в гранитах «Штока» ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70658 \pm 10$.

Полученные нами данные по изотопному составу даек базитового состава (табл. 17, обр. Е-315, Е-336, Е-339 Е-362, Е-390, Е-405, Е-805) не позволяют определить достоверный их возраст. Все имеющиеся данные по изотопному составу базитов находятся в области с низкими отношениями $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. Поэтому, принимая во внимание тот факт, что образование даек базитов произошло между внедрениями даек сиенитового и гранитного состава синрудного этапа, можно принять, что возраст даек разного состава близок. Начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в дайках базитового состава, рассчитанное на этот возраст, колеблется от 0.70483 до 0.70719.

Rb-Sr-исследования фенакит-флюорит-калиево-полевошпатовых руд проводились по рудообразующим минералам – калиевому полевому шпату и флюориту (табл. 17, Е-223, KFsp, Е-223 fl). Полученный по этим минералам возраст равен 225.9 ± 1.2 млн лет при начальном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70544 \pm 4$. Из рудоносных флогопитовых слюдитов были выделены и проанализированы флогопит и флюорит (табл. 17, Е-4-95-mica, Е-4-95-fl). Возраст этих слюдитов, рассчитанный по двухточечной изохоне, составляет 225.5 ± 1.3 млн лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70787 \pm 6$ (табл. 17). Полученный возраст флогопитовых слюдитов и фенакит-флюорит-калиево-полевошпатовой руды полностью совпадает, хотя он и определен по совершенно разным по составу рудным ассоциациям. Достаточно сильно различаются начальные изотопные

отношения стронция, это может быть связано с тем, что флогопитовые слюдиты развиваются по доломитам, у которых начальное изотопное отношение стронция выше 0.70845.

Определение возраста массива «Шток» было проведено U-Pb и Rb-Sr геохронологическими методами. Для построения Rb-Sr изохроны использовались как образцы пород, так и минеральные фракции. Для построения изохроны

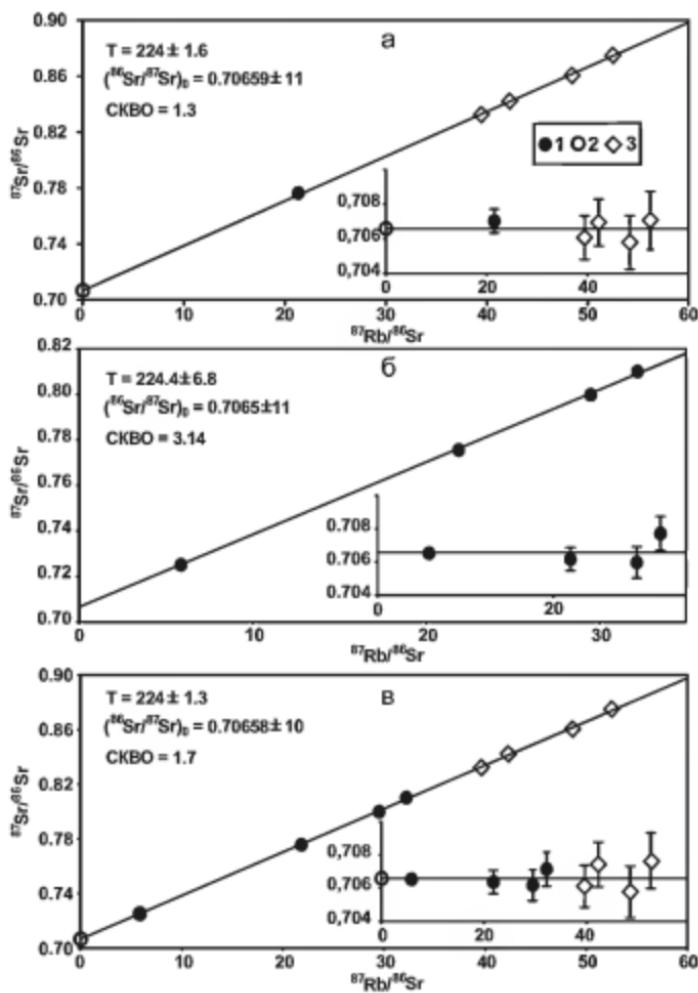


Рис. 5.9. Rb-Sr-изохронные диаграммы.

а – для лейкогранитов массива «Шток» (внутренняя изохона по обр. Е-400); б – для лейкогранитов массива «Шток»; в – для 4-х образцов лейкогранитов массива «Шток» и минералов из обр. Е-400.

1 – лейкограниты массива «Шток», 2 – флюорит, 3 – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата

из образца Е-400 были выделены и проанализированы акцессорный флюорит и четыре плотностные фракции калиевого полевого шпата (табл. 17, рис. 5.9, обр. Е-400, Е-400 KFsp, Е-400 fl). Полученная внутренняя изохronа имеет возраст 224 ± 1.6 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70659 \pm 11$, СКВО – 1.3 (рис. 5.9а). Нами были проанализированы еще три пробы из тех же лейкогранитов (табл. 17, Ер-1-95, Е-300, Е-479). Изохронна, построенная по четырем образцам лейкогранитов, имеет возраст 224.4 ± 6.8 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7065 \pm 11$, СКВО 3.14 (рис. 5.9б). Общая изохронна, рассчитанная для минералов из образца Е-400 и для четырех валовых проб лейкогранитов, практически не меняется: возраст 224 ± 1.3 млн лет и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70658 \pm 10$, СКВО = 1.7 (рис. 5.9в). Совпадение возраста лейкогранитов «Шток» (224 ± 1.3 млн лет), полученного на основе минеральной и валовой изохрон, говорит о том, что наложенные процессы не оказывали влияния на Rb-Sr систему в гранитах этого массива.

Из лейкогранитов массива «Шток» для U-Pb-датирования была отобрана большая пробы (табл. 18, пробы Е-14/07). Циркон, выделенный из этой пробы, представлен прозрачными и полупрозрачными обломками кристаллов короткопризматического облика, ограниченных призмой {100} и дипирамидой {101} (рис. 5.26, XVII–XIX). Циркон характеризуется однородным внутренним строением и крайне низкой люминесценцией. Размер зерен циркона варьирует от 80 до 250 мкм. Для проведения U-Pb-исследований были отобраны три образца наиболее прозрачных обломков кристаллов из фракций 150–200 и >200 мкм. Циркон одного образца был подвергнут предварительной аэроабразивной обработке (табл. 18, № 15) [Krogh, 1982]. Как видно на рис. 5.3г, точки изученного циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 221 ± 5 млн лет, а нижнее – 107 ± 230 млн лет, СКВО=0.76. При этом точка состава циркона, подвергнутого аэроабразивной обработке, располагается на конкордии, его конкордантный возраст составляет 226 ± 1 млн лет (СКВО = 0.24, вероятность = 0.62) и совпадает с возрастом, рассчитанным для верхнего пересечения дискордии. Принимая во внимание магматогенное происхождение изученного циркона, конкордантное значение возраста 226 ± 1 млн лет отвечает времени кристаллизации расплава. Этот возраст уточняет Rb-Sr датировку и определяет время формирования массива.

Для датирования массива «Сиенит» были проведены Rb-Sr-исследования четырех валовых проб из пород массива, а также флюорита и калиевого полевого шпата из образцов Е-398, Е-483, Е-783, Е-783а (табл. 17). Полученная изохронна (рис. 5.10) отвечает возрасту 227 ± 1.9 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70527 \pm 12$, СКВО – 1.6. Этот возраст в пределах погрешности совпадает с возрастом лейкогранитов массива «Шток». Начальное изотопное отношение в сиенитах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70527 \pm 12$ ниже, чем в лейкогранитах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70658 \pm 10$. Некоторое повышение первичного отношения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ в лейкогранитах по сравнению с сиенитами может быть связано с ассоциацией ими более значительной доли корового материала при внедрении магмы.

Итак, синрудные образования на месторождении включают в себя широкий круг разных по своей природе пород: дайки мелкозернистых щелочных эгри-

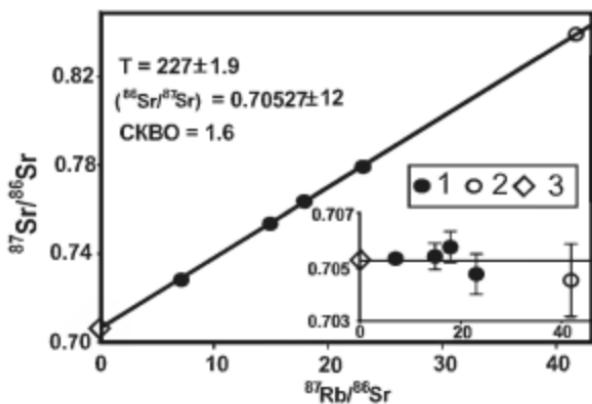


Рис. 5.10. Rb-Sr-изохронная диаграмма для щелочных сиенитов массива «Сиенит». 1 – сиениты массива «Сиенит», 2 – калиевый полевой шпат, 3 – флюорит

новых гранитов, базитов, сиенитов, субщелочных гранитов, штокообразные массивы «Сиенит» и «Шток», метасоматические флогопитовые «слюдиты», известковые везувиановые скарны, а также само бериллиевое оруденение. Все эти породы и руды, по полученным датировкам, имеют практически один и тот же возраст – 224 ± 5 млн лет. Отсюда следует, что бериллиевое оруденение Ермаковского месторождения пространственно и по времени образования связано с ассоциацией магматических пород, широко варьирующих по составу от базитов до щелочных гранитов (см. рис. 4.18).

Пострудный магматический этап представлен дайкой фельзита. Возраст пород дайки был определен Rb-Sr-изотопным методом по шести образцам (табл. 17, обр. E-0, E-363, E-478, E-767/1, E-767/2, E-778). Он составляет 161 ± 5 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70929 \pm 35$, CKBO 2.8 (рис. 5.11).

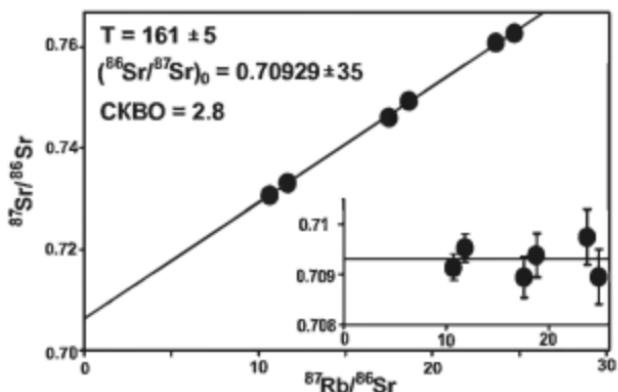


Рис. 5.11. Rb-Sr-изохронная диаграмма для дайки фельзитов

5.2. Оротское месторождение

На Оротском берtrandитовом месторождении нами были выполнены систематические геохронологические Rb-Sr изотопные исследования [Лыхин и др., 2002], на основе которых было установлено время формирования вулканической постройки Оротского палевулкана, рудовмещающих гранитоидов малокуналейского комплекса, а также самого бериллиевого оруденения.

Из различных по составу вулканических пород, слагающих Оротскую вулканическую постройку (риолитов, риодакитов, трахидацитов), нами были отобраны и проанализированы пять образцов (Оро-2, Оро-3, Оро-4, Оро-8, Оро-22). Полученная по ним изохronа (рис. 5.12, табл. 20) отвечает возрасту 236.4 ± 3.9 млн лет, с начальным изотопным отношением $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70493 \pm 34$, СКВО = 0.85. Из полученных изотопных данных видно, что Rb-Sr изотопная система в вулканитах изученных пород закрылась одновременно, в связи с чем возраст 236.4 ± 3.9 млн лет отвечает времени образования пород Оротской вулкано-плутонической постройки.

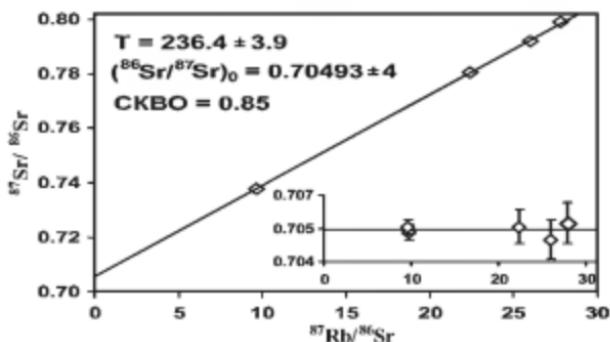
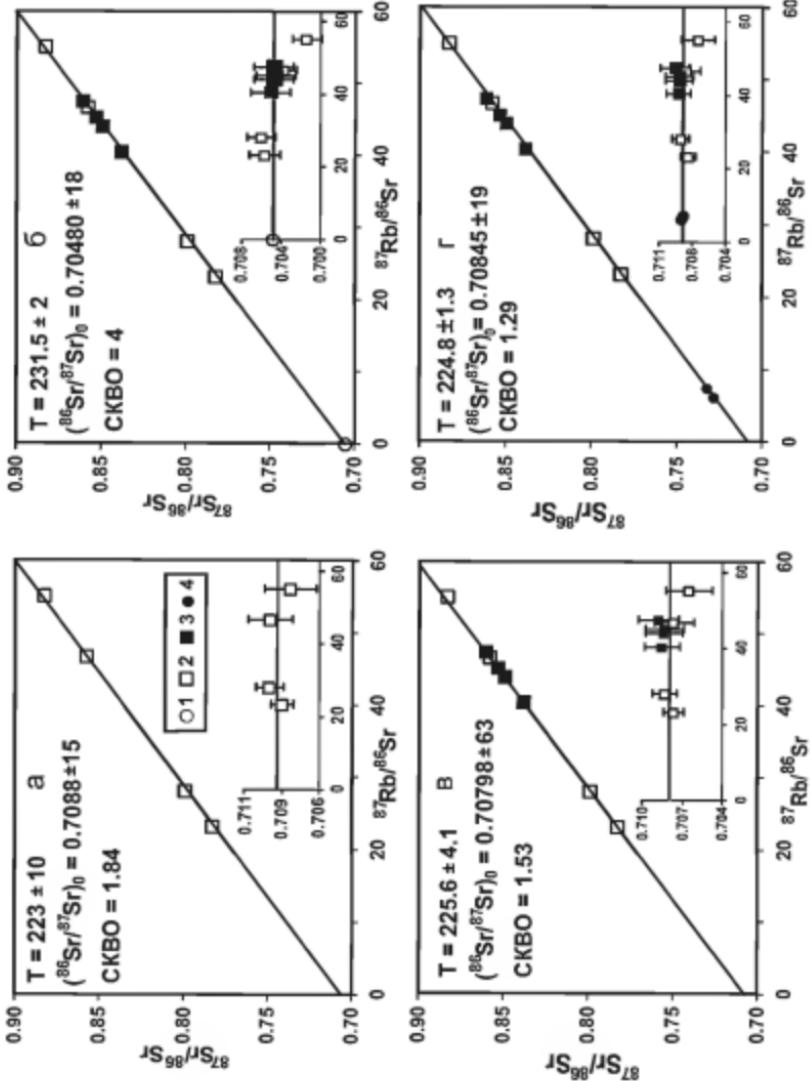


Рис. 5.12. Rb-Sr-изохронная диаграмма для вулканитов, слагающих Оротскую вулканическую постройку

Для определения возраста рудовмещающих лейкогранитов – щелочных гранитов малокуналейского комплекса были отобраны четыре пробы (Оро-1, Оро-9, Оро-10, Оро-35). Изохона, построенная по этим пробам, отвечает возрасту 223 ± 10 млн лет при начальном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7088 \pm 15$, СКВО – 1.84 (рис. 5.13а, табл. 20). Для уточнения возраста гранитоидов и для уменьшения погрешности начального изотопного отношения стронция нами из пробы (Оро-9) были выделены и проанализированы четыре плотностные фракции калиевого полевого шпата и флюорит. Полученный возраст по породе в целом, флюориту и четырем фракциям калиевого полевого шпата составляет 231.5 ± 2 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70480 \pm 18$, СКВО – 4 (рис. 5.13б, табл. 20). Такие значительные расхождения в начальном изотопном отношении стронция, в возрасте и в значении СКВО по сравнению с данными, полученными по четырем образцам гранитоидов (рис. 5.13а), связано

Рис. 5.13. Rb-Sr-магнаграммы для гранитоидов Оротского месторождения.
 а – гранитоиды; б – минералы из обр. Оро-9 и гранитоидов; в – гранитоиды и калиевый полевой шпат из обр. Оро-9; г – гранитоиды, калиевый полевой шпат и гранитоиды с наложенной бериллиевой минерализацией (руды).



с присутствием флюорита, который имеет более низкие изотопные отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70497$, чем сами гранитоиды, что и определяет более крутой наклон изохроны и соответственно более молодой возраст гранитоидов. Скорее всего, флюорит является переотложенным в миароловых пустотах гранитоидов. Изохона по тем же четырем пробам гранитоидов и калиевым полевым шпатам, но без флюорита (рис. 5.13в, табл. 20) соответствует возрасту 225.6 ± 4.1 млн лет, начальное изотопное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70798 \pm 63$, СКВО – 1.53. Этот возраст в целом совпадает с возрастом, полученным нами по изохроне, построенной по четырем пробам гранитоидов (см. рис. 5.13а), и характеризуется более низкой погрешностью.

На Оротском месторождении нами были отобраны и проанализированы два образца гранитоидов малокуналейского комплекса с наложенной бериллиевой минерализацией (Оро-17, Оро-42), представляющие собственно руды месторождения. Используя все имеющиеся изотопные данные по гранитоидам, включая рудные образцы, но без учета флюорита из гранитоидов, мы получили изохрону с возрастом – 224.8 ± 1.3 млн лет, при начальном изотопном отношении $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.70845 \pm 19$, СКВО – 1.29 (рис. 5.13г, табл. 20). Полученный возраст и начальное изотопное отношение стронция в пределах ошибки совпадают с соответствующими оценками, полученными как отдельно для валовых проб (см. рис. 5.13а), так и на основе изохроны, построенной с учетом валовых проб и минералов гранитоидов (см. рис. 5.13в). Отсюда следует вывод о близко-одновременном формировании гранитоидов и бериллиевого оруднения, а также о том, что бериллиевое оруднение не изменило изотопное отношение стронция в гранитоидах. Таким образом, полученный возраст 224.8 ± 1.3 млн лет характеризует как время кристаллизации гранитоидов малокуналейского комплекса, так и образования бериллиевого оруднения на Оротском месторождении. Как было показано выше, такой же возраст (в пределах аналитической погрешности) установлен и для аналогичных гранитов и руд Ермаковского месторождения [Лыхин и др., 2001, 2010а].

По данным других исследователей [Рублев и др., 1976; Шергина и др., 1979; Занвилевич и др., 1985; Литвиновский и др., 1995], возраст гранитоидов малокуналейского комплекса колеблется в широких пределах 220–240 млн лет, наши данные попадают в этот возрастной интервал. Возраст пород бимодальной базальт-комендитовой цаган-хуртейской свиты, аналогом которой являются вулканические образования на Оротском месторождении, оценивается в 219–207 млн лет [Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2001; Воронцов и др., 2004]. Этот возраст несколько моложе полученного нами, но в нашем случае было проведено датирование пород палеовулкана, тогда как объектом других исследователей были обширные вулканические поля цаган-хуртейской свиты.

5.3. Ауникское месторождение

На Ауникском полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении геохронологические исследования были проведены на основе Rb-Sr

изотопной системы. Был определен возраст гранитоидов рудоносного штока, относящихся к куналейскому комплексу, пород керсантитового массива и сиенитов даек, а также самого бериллиевого оруднения.

Массив керсантитов датировался по апатиту, биотиту и породе в целом (образцы Ау-736 ар, Ау-736 мica, Ау-736, табл. 21). Полученная изохронна имеет наклон, отвечающий возрасту 276 ± 20 млн лет, при начальном изотопном отношении ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.7058 ± 3, СКВО = 0.3 (табл. 21). Большая погрешность определения возраста обусловлена низкими изотопными $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношениями (в биотите они не превышают 4.4) и малым количеством исследуемых образцов. Так как значение СКВО существенно меньшее единицы, то можно считать, что рубидий-стронциевая изотопная система керсантита и составляющих его минералов закрылась одновременно, в связи с чем полученный нами возраст 276 млн лет отвечает времени становления этих пород.

Для датирования штока рудоносных лейкогранитов из них были выделены и проанализированы три плотностные фракции калиевого полевого шпата и акцессорный флюорит (Ау-738 KFsp, Ау-738 fl, табл. 21), а также два образца лейкогранитов и дайка сиенита (Ау-738, Ау-739, Ау-737). Полученная по этим данным изохронна имеет возраст 241.6 ± 1.6 млн лет, при начальном изотопном отношении ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ = 0.70958 ± 13, СКВО 1.21 (табл. 21, рис. 5.14). Из приведенных данных следует, что рубидий-стронциевая изотопная система в лейкогранитах и слагающих их минералах (флюорите и калиевом полевом шпате) закрылась одновременно, и полученный возраст 241.6 ± 1.6 млн лет отвечает времени кристаллизации штока лейкогранитов и дайки сиенитов.

В статье [Булинаева и др., 2006] были опубликованы Rb-Sr-изотопные данные по возрасту бериллиевых руд на Аунинском месторождении. Ими на основе данных о составе флюорит-бериллиевой руды, а также двух фракций

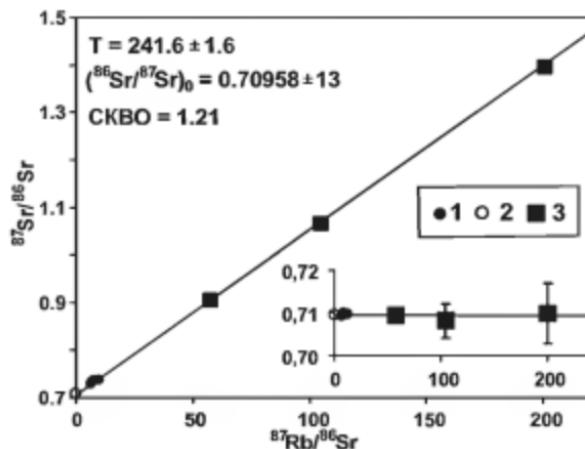


Рис. 5.14. Rb-Sr-изохронная диаграмма для минералов и пород Аунинского месторождения

1 – лейкограниты и дайка сиенитов, 2 – флюорит, 3 – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата

флюорита и калиевого полевого шпата из разных рудных образцов были получены две оценки возраста – 257 ± 3 млн лет и -243 ± 3 млн лет, с одинаковым начальным изотопным отношением стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7089 \pm 2$) и примерно равным СКВО – 0.2 и 0.7 соответственно. Точки, отвечающие изотопному составу флюорита, совпадают, а изотопный состав флюорит-бериллиевой руды находится в начале координат и всегда попадает на изохроны, свойственные калиевыми полевыми шпатами с высокими $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношениями. Соответственно последние и определяют возраст руд. Учитывая, что указанные изохроны построены не по монофракциям минералов из одной и той же пробы, правильнее было бы говорить об эрохроне [Горохов, 1985]. То есть полученные значения возраста 257 ± 3 и 243 ± 3 млн лет, скорее всего, не отражают реальное время формирования бериллиевых руд месторождения, хотя и могут использоваться как его оценочная характеристика. Изотопный состав флюорита (0.70897 ± 11), приведенный в работе [Булинаева и др., 2006], сходен с изотопным составом флюорита из лейкогранита, установленным нами (0.70957 ± 10). Так что пространственная связь бериллиевого оруденения с лейкогранитами подтверждается и близостью изотопного состава этих пород.

Таким образом, проведенные нами геохронологические Rb-Sr-исследования на Аунинском месторождении показали, что время образования штока рудоносных лейкогранитов и дайки сиенитов 241.6 ± 1.6 млн лет назад. В то же время лейкограниты по геохимическим особенностям близки к рудоносным гранитоидам (субщелочным и щелочным лейкогранитам) Ермаковского и Оротского месторождений, сформированным 225 млн лет назад [Лыхин и др., 2001, 2002, 2010а]. Пространственная сопряженность бериллиевого оруденения и штока лейкогранитов [Назарова, 1965, Булинаев и др., 1996, 2006], а также близость их изотопного состава, скорее всего, говорит о близодиновременном их образовании и о тесной связи оруденения с гранитоидами куналейского комплекса. Поэтому время формирования Аунинского полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитового месторождения можно приблизительно оценить в 241 млн лет назад.

5.4. Амандакское месторождение

Rb-Sr изотопные исследования пород Амандакского торит-флюорит-фенакитового месторождения позволили оценить время формирования рудоносных гранитоидов и бериллиевого оруденения.

Возраст рудоносных щелочных гранитов Амандакского месторождения определялся Rb-Sr изохронным методом. Из гранитоидов были выделены и изучены акцессорный флюорит (Ам-740 fl) и четыре плотностные фракции калиевого полевого шпата, который в различной степени замещен вновь образованным альбитом (Ам-740 KFsp). Кроме того, были изучены две пробы щелочных гранитов (Ам-740, Ам-740/1). Значение возраста пород по всем этим пробам – 234.2 ± 3.8 млн лет, начальное изотопное отношение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_0 = 0.7296 \pm 7$, СКВО = 9.12 (табл. 22, рис. 5.15а). Относительно большая по-

грешность при определении возраста и СКВО свидетельствует о негомогенности исследованных образцов. Скорее всего, это обусловлено изменением K-Na-полевого шпата с образованием альбита, при котором произошло нарушение Rb-Sr-системы с привносом или выносом Rb или Sr. Наиболее сильно изменен калиевый полевой шпат в плотностной фракции 2.65–2.67 (см. табл. 22). Рассчитав изохрону без этой фракции КПШ, мы получили возраст 235.2 ± 3.2 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.72956 \pm 52$, СКВО = 4.57 (рис. 5.156). Возраст сильно не изменился, так как он во многом зависит от изотопного состава калиевого полевого шпата, при этом СКВО стало несколько лучше.

Таким образом, полученный возраст гранитоидов 235 ± 3 млн лет не отвечает реальному времени их образования. По-видимому, истинный их возраст

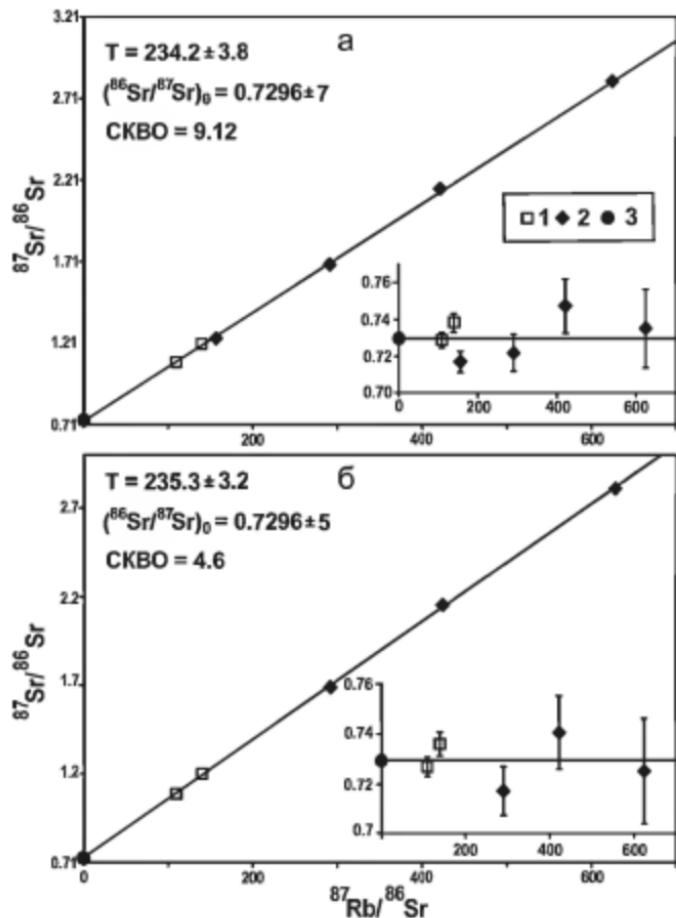


Рис. 5.15. Rb-Sr-изохронная диаграмма для минералов и пород Амандацкого месторождения.

1 – гранитоиды, 2 – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата, 3 – флюорит

является не моложе этой величины. А около 235 млн лет назад произошло нарушение Rb-Sr-системы полевого шпата с образованием альбита. Дальнейшее использование в изотопных построениях начального изотопного отношения стронция в гранитоидах не целесообразно. Напомним, что альбитизация в пределах массива щелочных гранитов имела широкое распространение. В частности, с нею связано формирование редкометального (Ta, Li, Mo) оруденения [Назарова, 1965]. Рудоконтролирующая и пространственная сопряженность бериллиевого оруденения и штока щелочных гранитов на месторождении отмечалась рядом исследователей [Назарова, 1965; Булиаев, 2006].

В статье К.Б. Булиаева [2006] были опубликованы Rb-Sr-изотопные данные по возрасту бериллиевых руд на Амандацком месторождении, при этом была изучена фтор-бериллиевая руда, а также две фракции флюорита и две биотита из разных проб. Получен возраст – 260 ± 2 млн лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0.7087 \pm 2$, СКВО 1.3. Несмотря на небольшую погрешность измерений этот возраст не корректен. Во-первых, все монофракции минералов отобраны из разных проб. Во-вторых, оценка возраста получена только по биотиту с высокими $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ отношениями, без дополнительной проверки по другим минералам. В-третьих, бериллиевая руда является мономинеральной (флюоритовой) и находится в начале $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ координат.

Таким образом, нами определен верхний возрастной предел образования щелочных гранитов – 235 ± 3 млн лет, а для уточнения возраста бериллиевых руд нужно провести дополнительные геохронологические исследования.

ГЛАВА VI

Изотопный (Sr-Nd) состав и источники магматических пород и руд бериллиевых месторождений Западного Забайкалья

6.1. Ермаковское месторождение

При оценке источников пород и руд Ермаковского месторождения Западно-Забайкальской бериллиевой провинции нами были использованы результаты изучения их изотопного состава (Sr , Nd , O , C), и геохимических характеристик. Эти исследования были выполнены совместно с академиком В.И.Коваленко, и его идеи и подходы стали стержневыми при анализе источников магматизма и рудной минерализации на базе изотопных и геохимических данных. Результаты этих работ были представлены в [Лыхин и др., 2010б] и составили основу настоящей главы.

Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные исследования охватили весь спектр пород, участвующих в строении месторождения. Были изучены щелочные граниты, с которыми связывается рудная минерализация, пегматиты из массива «Шток», гранитоиды дорудных даек, габброиды, гнейсограниты, сиениты, скарны, кристаллические сланцы, карбонатные породы (известняки и доломитизированные известняки), то есть все породы, которые так или иначе могли повлиять на образование месторождения. Большое внимание было уделено изучению разнообразных по составу бериллиевых пород и руд. Для решения задачи по выяснению состава и природы источников месторождения нами был сделан упор на изучении в них Sm-Nd изотопной системы, прежде всего в щелочных гранитоидах и их вулканических аналогах. Предпочтение, отданное этой изотопной системе, вполне естественно, поскольку редкоземельные элементы относительно устойчивы в постмагматических процессах не только потому, что они мало подвижны во флюидных системах, но и потому, что они не фракционируют в ходе термальных воздействий на породы вплоть до температуры их плавления. Rb-Sr-система в щелочных гранитоидах менее надежна для определения источников, во-первых, из-за высокой подвижности этих элементов в гидротермальных процессах и, во-вторых, из-за часто очень низких

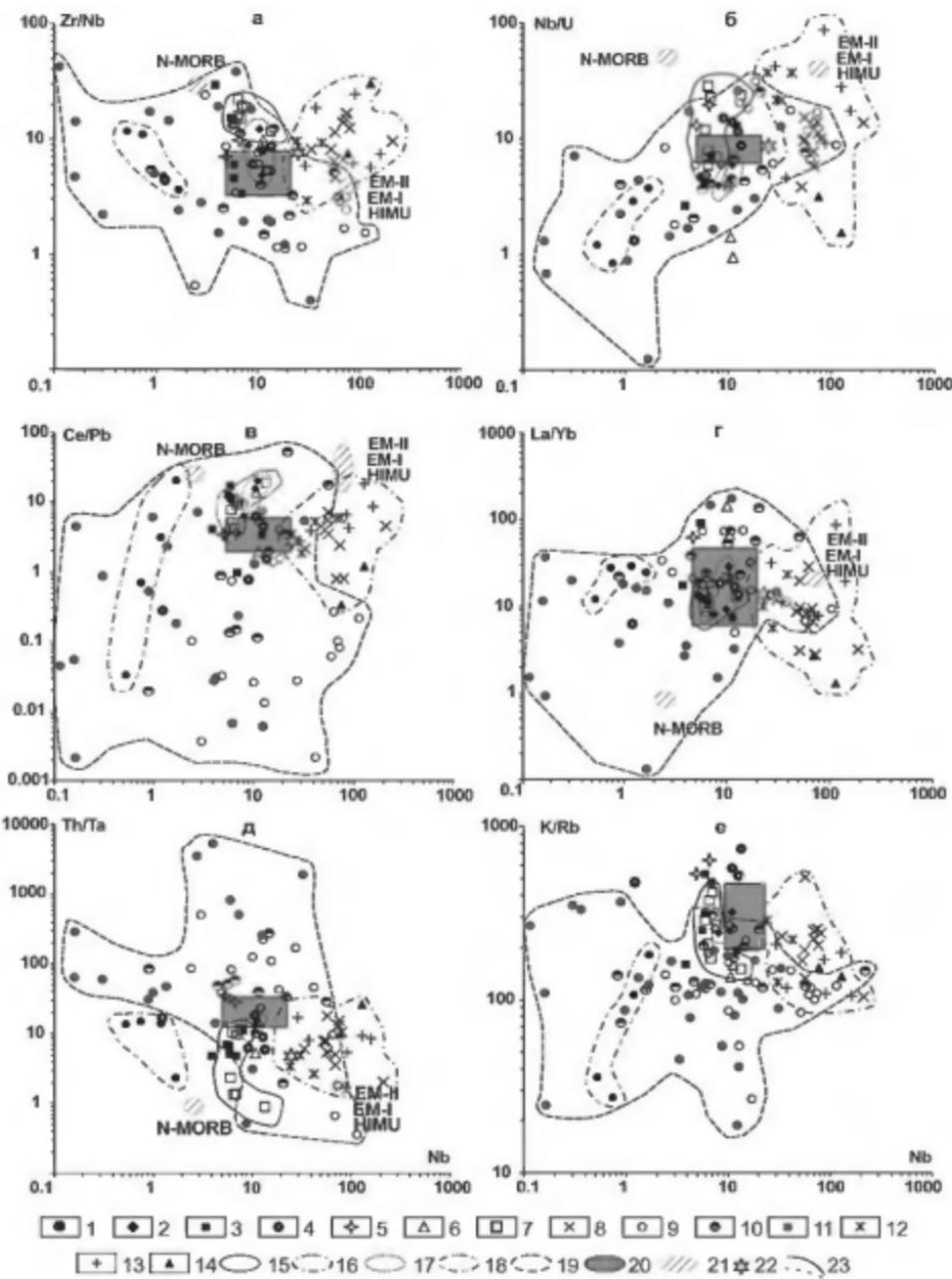


Рис. 6.1. Диаграммы соотношения элементов в породах Ермаковского месторождения, по [Лыхин и др., 2010б].

а – Zr/Nb–Nb; б – Nb/U–Nb; в – Ce/Pb–Nb; г – La/Yb–Nb; д – Th/Ta.

содержаний стронция в сильно дифференцированных, например, редкотитальных гранитоидах и их производных [Коваленко и др., 2004]. В то же время слабодифференцированные щелочные гранитоиды месторождения так же, как и более основные породы, являются вполне подходящим объектом для Rb-Sr-изотопно-геохимических исследований.

Для выбора несовместимых элементов-примесей, отношения концентраций которых могли бы адекватно отражать аналогичные отношения в источниках разнообразных по составу магматических пород и руд месторождения, включая щелочные гранитоиды, нами были использованы элементы с близкой несовместимостью (с близкими величинами коэффициентов распределения между твердыми фазами и расплавом), названные «каноническими» [Workman, Hart, 2005]. Нами выбраны такие пары элементов, которые в процессе дифференциации магмы независимо от ее состава накапливаются в остаточном расплаве вплоть до образования собственно рудных редкотитальных щелочных гранитоидов: Nb-U, Zr-Nb, La-Yb, Th-Ta, Ce-Pb. Эти же пары элементов широко используются для оценки источников разнообразных мантийных и коровых магм.

На рисунке 6.1 показаны вариации некоторых канонических соотношений ряда элементов и содержаний ниобия в магматических, осадочных породах и рудах Ермаковского месторождения. Как известно, ниобий является высоко несовместимым элементом в магматических системах, его содержание в породе может отражать степень дифференциации магмы [Коваленко и др., 2004]. Вариации составов дорудных магматических пород: габброидов, гнейсогранитов и даек гранитов постоянны для отношений Zr/Nb, Nb/U, Ce/Pb, La/Yb, Th/Ta и в целом соответствуют полю составов пород Ангаро-Витимского батолита. На рис. 6.1 видно, что вариации всех синрудных магматических пород – от базитов до щелочных гранитоидов и шлировых пегматитов оказываются практически постоянными для таких отношений, как Zr/Nb, Nb/U, Ce/Pb, Th/Ta. В большей части магматических пород отношение La/Yb снижается с ростом содержания ниобия. Подобная обратная корреляция свидетельствует о влиянии на La/Yb степени дифференциации магм, что нужно учитывать при оценке их источников.

Как было отмечено в главе III, бериллиевые руды по минеральному составу можно условно разделить на «флюоритовые», «карбонатные» и «калиево-

1, 2 – осадочные породы зун-муринской свиты, постднепротерозойские (?): 1 – карбонатные осадки, 2 – кристаллические сланцы; 3–14 – магматические, метаморфические породы и бериллиевые руды месторождения: 3–5 – дорудный этап: 3 – габброиды, 4 – дайки и малые тела мелкосернистых гранитов и пегматитов, 5 – гнейсограниты заганского комплекса, 6–14 – синрудный этап: 6 – гранат-везувиан-диопсидовые скарны, 7 – дайки базитов, 8 – дайки гранитоидов повышенной щелочности, 9 – «флюоритовые» руды, 10 – «калиевые-полевошпатовые» руды, 11 – «карбонатные» руды, 12 – сиениты массива «Сиенит», 13 – лейкограниты массива «Шток» малокундайского комплекса, 14 – шлировые пегматиты; 15 – поле составов синрудных даек базитов; 16 – поле составов синрудных гранитоидов; 17 – поле распространения кристаллических сланцев; 18 – поле распространения карбонатных осадочных пород, 19 – поле составов Be руд; 20 – поле составов Ангаро-Витимского батолита; 21 – поле составов мантийных источников (EM-I, EM-II, HIMU) и N-MORB, по A.Stracke [2003] и M.Willbold [2006]; 22 – поле составов верхней коры; 23 – гиперболы смешения (использована модель двухкомпонентного смешения [Фор, 1989])

полевошпатовые», что позволило определить поведение несовместимых элементов при формировании каждого из этих типов.

Бериллиевые руды занимают промежуточное положение между вмещающими осадочными и магматическими породами (см. рис. 6.1), что хорошо видно на диаграмме Nb–Nb/U. Руды, отнесенные нами к группе карбонатных пород, как и следовало ожидать, тяготеют к вмещающим породам зун-муринской свиты – мраморизованным известнякам и доломитам. Составы «флюоритовых» и «калиево-полевошпатовых» руд практически не различаются.

На диаграмме рис. 6.1д руды имеют сильный разброс по величине Th/Ta, что, скорее всего, связано с присутствием в их составе ториевых минералов. На этой же диаграмме четко видна закономерность, заключающаяся в снижении отношения Th/Ta с ростом содержания ниобия во всех выделенных по минеральному составу группах руд. Эта величина слабо меняется в «калиево-полевошпатовых» рудах при значительных вариациях содержаний Nb.

На значительный разброс точек на диаграмме Nb–Ce/Pb также, вероятно, повлияло наличие Pb в минералах (галенит). Наиболее дифференцированными по этому параметру являются «калиево-полевошпатовые» руды.

Результаты изотопных исследований пород и руд Ермаковского месторождения представлены в табл. 5, 6, 17 и на рис. 6.2 [Лыхин и др., 2010б].

Для пород дорудного этапа изотопный состав стронция, рассчитанный как первичное отношение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ (табл. 17, рис. 6.2а), варьирует от 0.70465 в позднепалеозойских гранитах до 0.70955–0.70963 во вмещающих кристаллических сланцах (эта величина получена для времени последнего этапа метаморфизма этой толщи ~270 млн лет). Все остальные породы дорудного этапа характеризуются промежуточными величинами: карбонатные породы осадочно-метаморфогенной зун-муринской толщи – 0.70804–0.70788, сланцы – 0.70955–0.70963, скарны – 0.70662, позднепалеозойские габброиды – 0.70569, позднепалеозойские гнейсограниты заганского комплекса – 0.70756.

Изотопный состав Nd для этих же дорудных пород, рассчитанный на возраст их формирования, характеризуется величиной $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, которая варьирует от -10 в заганских гнейсогранитах до +3.5 в габброидах (табл. 17, рис. 6.2а). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для остальных осадочных и магматических пород дорудного этапа имеют промежуточные значения. Они составляют: для карбонатных пород осадочно-метаморфической зун-муринской толщи от -3.3 до +0.4, причем самое низкое изотопное значение характерно для доломитистого известняка; для кристаллических сланцев этой же толщи $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.7 \pm -2.4$, для скарнов +0.3, для позднепалеозойских жильных гранитов +0.6.

Имеются всего три определения изотопных составов и Sr, и Nd – для позднепалеозойских габброидов, жильных нормальных гранитов и заганских гнейсогранитов (см. рис. 6.2а). Габброиды и дайковые породы близки по изотопному составу Sr и заметно отличаются по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ (+3.5 и +0.6 соответственно). Гнейсограниты и позднепалеозойские жильные нормальные граниты резко отличаются по изотопному составу как Sr, так и Nd, несмотря на близость их возрастов.

Для магматических пород синрудного этапа изотопных данных значительно больше, чем для пород дорудного этапа. Были изучены изотопные составы даек

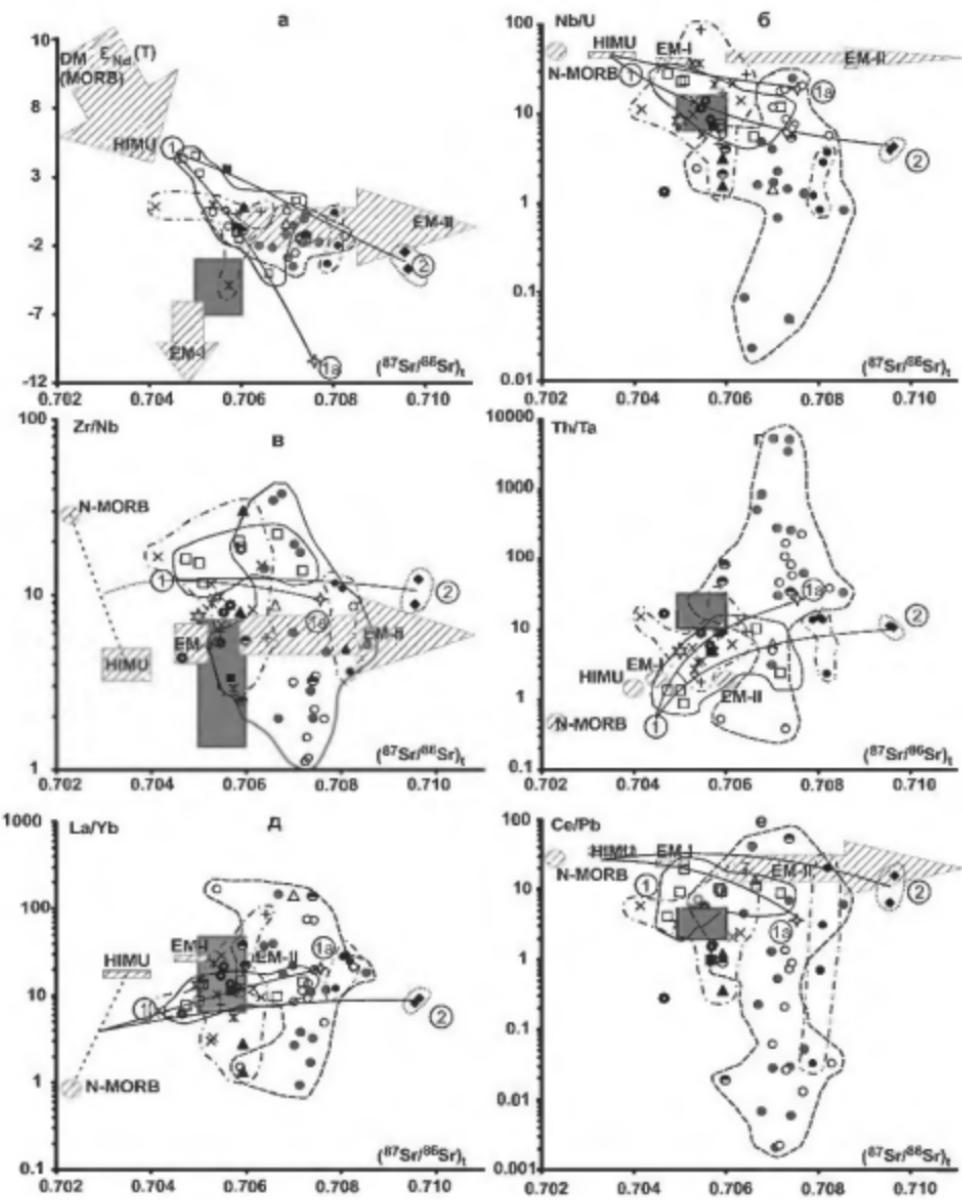


Рис. 6.2. Диаграммы изотопного состава и отношений элементов в породах Ермаковского месторождения, по [Лыхин и др., 2010б].
 а – $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_t$ и величин $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$; б – Nb/U; в – Zr/Nb; г – Th/Ta; д – La/Yb; е – Ce/Pb.
 Условные обозначения см. на рис. 6.1

базитов, сиенитов, гранитоидов повышенной щелочности, щелочных лейкогранитов и шлировых пегматитов массива «Шток», кварцевые сиениты массива «Сиенит», а также обломки эгириновых гранитов в меланже (табл. 17). Наибольшие вариации величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ отмечаются в базитах даек: от 0.70474 до 0.70719. В гранитоидах повышенной щелочности даек и сиенитов массива «Сиенит» изотопный состав стронция относительно однородный: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70531 - 0.70574$, а эгириновый гранит из обломков в меланже имеет значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70459$. Изотопный состав Sr в щелочных лейкогранитах массива «Шток» варьирует в диапазоне $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70588 - 0.70772$. В шлировых пегматитах $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70591$. В породах пострудной дайки величина первично-го изотопного состава стронция достаточно высокая и колеблется в интервале $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t = 0.70856 - 0.70976$.

Как и в случае с изотопным составом Sr, наиболее изменчивый изотопный состав Nd характерен для базитов даек: $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -4 до +4.5. В породах массива «Сиенит» величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ варьирует от -4.8 до +1, в эгириновых гранитах из обломков в меланже XVIII рудной зоны она составляет +0.9. Наиболее однородный состав изотопного состава Nd характерен для щелочных гранитов массива «Шток»: $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от -0.6 до +0.5, по составу к ним близки пегматиты $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +0.5$.

На рис. 6.2а видно, что изотопные составы базитов даек, за исключением одной пробы, хорошо укладываются на гиперболу смешения, характеризующуюся обратной корреляцией $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$. Судя по этой корреляционной зависимости породы расположены в области составов заганских гнейсогранитов на месторождении. Одна точка базитов резко отклоняется от этой зависимости в сторону высоких величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$. Изотопные составы щелочных гранитов массивов «Шток» и «Сиенит», а также шлировых пегматитов более однородны, их поле более круто наклонено по сравнению с аналогичной зависимостью для базитов. Изотопный состав эгиринового гранита из меланжа отклоняется от этой зависимости в сторону более низких величин $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$. Однако в этом случае низкое содержание Sr (3 г/т) в породе не позволяет достоверно оценить первичный изотопный состав Sr в ней.

Достаточно широкие вариации изотопного состава стронция характерны для немногочисленных «калиево-полевошпатовых» бериллиевых руд месторождения: величина $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ варьирует от 0.70593 до 0.70740. Многочисленная группа «флюоритовых» руд характеризуется еще большей изотопной изменчивостью $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – от 0.70539 до 0.70826, а «карбонатных» значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ меняются от 0.70639 до 0.70854.

Данных по изотопному состав Nd для этих групп руд значительно меньше. Во «флюоритовых» рудах величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ колеблется от -2.9 до +0.6, в «калиево-полевошпатовых» от -1.2 до -0.8, «карбонатных» от -3.5 до +0.4.

На диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (см. рис. 6.2а) видно, что все три выделенные нами по составу группы руд образуют практически одно поле, расположеннное между составами сибирских магматических пород и вмещающих осадочных пород зун-муринской свиты, при этом больше тяготея к полю распространения карбонатных пород.

Величины канонических отношений для типичных пород Ермаковского месторождения и их вариации в зависимости от первичного изотопного отношения стронция приведены на рис. 6.2б–е. На рис. 6.2б показаны вариации соотношения Nb/U и ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). Вмещающие кристаллические сланцы месторождения характеризуются невысокими величинами отношения Nb/U (4–6), характерными для зрелой континентальной коры или обогащенных мантийных источников. Еще более низкие величины этого отношения (1–3.7) типичны для карбонатных пород и скарнов месторождения. Дорудные магматические породы, включая позднепалеозойские нормальные граниты и габроиды за исключением одной пробы гранофирового гранита и заганских гнейсогранитов, характеризуются величиной отношения Nb/U ~ 10. В заганских гнейсогранитах отношение Nb/U около 20, а в гранофировом граните 1.3. Синрудные магматические породы по величине этого отношения варьируют в более широких пределах. Наиболее высокие величины отношения Nb/U, доходящие до 40–90, характерны для некоторых проб лейкогранитов массива «Шток» и сиенитов массива «Сиенит». Но в гранитах из того же массива «Шток» встречаются разновидности с величиной Nb/U порядка 5, не сильно отличаясь по этому показателю от позднепалеозойских нормальных гранитов. В шлировых пегматитах из лейкогранитов массива «Шток» величины отношения Nb/U низкие (1.5–3.2). Составы гранитоидов повышенной щелочности, слагающих дайки, в основном попадают на гиперболу смешения, соединяющую мантийные источники и состав заганских гнейсогранитов, как это отмечается на рис. 6.2а. Некоторые их составы близки к составу верхней континентальной коры. Отношение Nb/U в дайках базитов колеблется от 6 до 28. Составы этих базитов на рис. 6.2б располагаются ниже гиперболы смешения, соединяющей составы мантийных источников и заганского гнейсогранита, смешаясь в сторону состава верхней континентальной коры. Соответствующие им точки составов протягиваются от мантийных источников (Nb/U ~ 30–40) в сторону составов кристаллических сланцев. В рудах «карбонатной» группы отношения Nb/U колеблются в широких пределах – от 0.02 до 25.7, во «флюоритовых» и «калиево-полевошпатовых» от 2 до 20.9 (см. рис. 6.2б). Составы «карбонатных» руд и скарна попадают в поле распространения вмещающих карбонатных пород. Составы «калиево-полевошпатовых» руд несколько тяготеют к полю магматических пород, в частности к составу пегматитов. В целом руды, за исключением руд с крайне низким отношением (Nb/U 0.09–0.02), занимают промежуточное положение между составами заганского гнейсогранита и осадочных карбонатных пород месторождения.

Примерно такая же картина отмечается для отношения Zr/Nb и величины ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (рис. 6.2в). Составы вмещающих кристаллических сланцев и карбонатных пород и скарна характеризуются величинами отношения Zr/Nb порядка 5–12, приближаясь по этому параметру к составу заганского гнейсогранита = 10. Дорудные магматические породы варьируют по величине отношения Zr/Nb от 4 до 9, не сильно отличаясь от состава заганского гнейсогранита. Состав дорудного габбро также располагается близко к нормальным дорудным гранитам и к обогащенным мантийным источникам. В синрудных магматических породах месторождения значения Zr/Nb варьируют вши-

роках пределах. На диаграмме рис. 6.2в видно, что в составах базитов даек участвуют мантийные источники, однако положение соответствующих им фигуративных точек на гиперболе смешения (ДМ – заганский гнейсогранит) свидетельствует также об определенном вкладе корового компонента. Составы дайковых гранитоидов повышенной щелочности располагаются на рис. 6.2в также близко к упомянутой гиперболе и к полю составов дайковых базитов. Составы сиенитов тяготеют к полям обогащенных источников, а щелочных лейкогранитов массива «Шток» и пегматитов как к полям дайковых базитов, так и обогащенных источников. Группа «карбонатных» руд сильно варьирует по величине отношения Zr/Nb – от 1.9 до 38.2, от части попадая в поле составов осадочных карбонатных пород и заганского гнейсогранита (см. рис. 6.2в). «Флюоритовые» руды также достаточно разнообразны по величине Zr/Nb (1.1–18), попадая в поля как синрудных магматических, так и вмещающих осадочных пород. «Калиево-полевошпатовые» руды (2.5–5.5) тоже попадают в поле вмещающих пород.

На рис. 6.2г и 6.2д наблюдается примерно такая же картина, но с участием отношений Th/Ta , отделяющих, как и на рис. 6.2б, коровый источник от мантийного. На этих диаграммах дорудные и дайковые позднепалеозойские нормальные граниты, как и на всех представленных выше диаграммах, попадают в область составов континентальной коры. Габброиды отличаются от нормальных гранитов по величине отношения Th/Ta (~5), но близки к ним по отношению La/Yb (~11). Синрудные дайковые базиты по величине отношения Th/Ta разделяются на две группы: одна с более высоким значением отношения Th/Ta (около 10) близка к гиперболе смешения, соединяющей мантийные источники с составом заганского гнейсогранита; другая с низкими величинами отношения Th/Ta (1–2) близка к линии смешения мантийных источников и составов кристаллических сланцев. Положение составов синрудных даек базитов на рис. 6.2д,е подтверждает участие в их формировании мантийного источника, а также кристаллических сланцев и заганских гнейсогранитов. Синрудные гранитоиды повышенной щелочности варьируют по величине отношения Th/Ta от 2 до 15, а по отношению La/Yb от 3 до 28, щелочные лейкограниты массива «Шток» от 2 до 9 и от 8 до 86, соответственно. В пегматите значения отношения Th/Ta составляют 10–26, и La/Yb 1.3–2.7. В бериллиевых рудах значения отношения Th/Ta колеблются в очень широких пределах – от 0.4 до 21000, что обусловлено присутствием в составе руд монацита, ортита и др. минералов, концентрирующих эти элементы (см. рис. 6.2г). Значение отношения La/Yb в рудах значительно ниже (0.9–168). Группа «карбонатных» руд в целом тяготеет к полю распространения вмещающих карбонатных пород, скарнов и заганских гнейсогранитов (см. рис. 6.2д).

Из анализа рис. 6.2а, который является базовым для обсуждения источников пород Ермаковского месторождения, следует, что на месторождении чисто «мантийных» пород практически нет. Не только позднепалеозойские жильные нормальные гранитоиды являются «коровыми», поскольку они в основном попадают в поле составов гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, являющегося модельным для региональной континентальной коры Прибайкалья, но и позднепалеозойские габброиды (см. рис. 6.2б,в). Нельзя исключать,

что дорудные жильные нормальные граниты частично образовались за счет плавления габброидов, но источником большей их части была нормальная континентальная кора. Если это так, то по Sm-Nd-модельному возрасту можно оценить начальное время образования континентальной коры – рифей (1330–1020 млн лет назад). В это время формировался суперконтинент Родиния, в состав которого входила континентальная часть Сибири [Коваленко и др., 1999; Ярмолюк и др., 2006]. Модельный возраст кристаллических сланцев несколько древнее (1360–1260 млн лет), но тоже среднерифейский. Возможно, модельный возраст может быть сопоставлен с возрастом протолита метаморфической толщи. Тогда это будет независимым подтверждением образования пород толщи в среднем рифее. Конечно, это не является подтверждением предполагавшегося более ранними исследователями месторождения [Гинзбург и др., 1975] рифейского возраста метаморфизма пород зун-муринской свиты.

Магматические породы синрудного этапа формировались не из одного источника, о чем свидетельствуют широко варьирующие их изотопные и geoхимические характеристики (см. рис. 6.2). Поэтому использовать оценки их модельных возрастов для геологических целей пока не предоставляется возможным. Нашу оценку источников синрудных магматических пород начнем с базитов даек (см. рис. 6.2а), поскольку мантийные источники в первую очередь предполагаются для таких пород. Судя по изотопному составу Sr и Nd, ни для одной из синрудных базитовых даек мантийный источник не был единственным. Это следует из того, что изотопные составы базитов даек не попадают в поля мантийных источников, а находятся на гиперболе смешения между составами деплетированных мантийных источников и заганских коровых гнейсогранитов. Наиболее близкими к умеренно деплетированным мантийным источникам с высокими значениями $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ и низкими величинами ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) являются три пробы базитов: E-339, E-390, E-405, которые на рис. 6.2а обозначенные цифрой 1. Эти синрудные базиты в своем составе содержат наибольшую долю мантийного компонента типа DM, там присутствует и коровый компонент, так как величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в них ниже, чем в чисто мантийных источниках, а значение ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) соответственно выше. Судя по широким вариациям изотопных составов синрудных базитов, их составы не являются строго комагматичными и, следовательно, они образовались из гетерогенного источника. Тенденции в изменении изотопных составов Sr и Nd для всех синрудных базитовых даек демонстрируют, какие из коровых компонентов могли участвовать в источнике формирования этих пород.

Изотопный состав базитов даек представлен на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ –($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), гиперболой смешения (рис. 6.2а), которая соединяет состав базитов с составом заганского гнейсогранита (точка 1а). Эта зависимость, выделяемая нами как тренд 1–1а, свидетельствует о том, что одним из коровых компонентов, повлиявших на изотопный состав базитов, были породы, близкие по составу к заганским гнейсовидным гранитам. Один состав синрудных базитов (проба E-362) отклоняется от этого тренда и попадает на гиперболу 1–2 (см. рис. 6.2а), соединяющую наиболее «мантийные» базиты и вмещающие месторождение кристаллические сланцы. В связи с этим можно допустить, что данные базиты образовались с участием мантийных расплавов, контаминированных кри-

сталлическими сланцами. Заметим также, что состав дорудных габброндов попадает на эту гиперболу, что может свидетельствовать об участии тех же источников в образовании магмы дорудных габброндов. Таким образом, конечными компонентами смешения в источниках синрудных базитов можно считать умеренно деплелированный мантийный компонент и коровые компоненты – «заганский гнейсогранит» и «кристаллические сланцы».

Изотопные составы синрудных щелочных лейкогранитов массива «Шток», шлировых пегматитов из него и сиенитов массива «Сиенит» попадают практически в то же поле синрудных базитов (см. рис. 6.2а), хотя в сиенитах снижение величины $\epsilon_{Nd}(T)$ с ростом значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) происходит более круто, чем в базитах. Кроме того, составы щелочных лейкогранитов попадают между гиперболами смешения 1–1а и 1–2 (см. рис. 6.2а). Отсюда следует, что щелочные лейкограниты массива «Шток» и синрудные базиты формировались из одного и того же источника при участии мантийных магм. Более кругой наклон составов сиенитов массива «Сиенит» может свидетельствовать о добавлении к упомянутым выше источникам компонентов региональной континентальной коры, определенных по среднему составу гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

При анализе других диаграмм (рис. 6.2) данные об источниках синрудных щелочных лейкогранитов массива «Шток», даек гранитоидов повышенной щелочности и сиенитов массива «Сиенит» могут быть конкретизированы. Во-первых, поле составов синрудных гранитоидов на всех диаграммах частично перекрывается с полем составов синрудных базитов, что подтверждает изотопные данные (см. рис. 6.2а) о близости их источников. Во-вторых, поле составов синрудных гранитоидных пород на всех графиках протягивается в область средних составов континентальной коры [Тэйлор, МакЛенан, 1988], выделяемых как конечные изотопные компоненты 1а и 2. Это свидетельствует о том, что в составе синрудных гранитоидных магм присутствовали компоненты континентальной коры («заганский гнейсогранит», «кристаллический сланец»). Тем не менее, в источниках формирования гранитоидов Ермаковского месторождения участвуют и мантийные компоненты. Можно считать также, что соотношение кислых и основных магм было близким, по крайне мере, в областях перекрытия составов соответствующих им пород. В связи с этим можно допустить генетическую связь между базитами и гранитоидами. Это допущение вполне реально, так как в соответствующих этим породам вулканитах цаганхуртейской серии связь между базальтами и комендигитами доказывается как геологическими соотношениями, так и изотопно-геохимическими данными [Воронцов и др., 2004].

Вариации изотопно-геохимических параметров щелочных лейкогранитов массива «Шток» (см. рис. 6.2) могут быть объяснены только ассилиацией корового материала, поскольку все эти вариации проявлены в едином массиве.

Таким образом, проведенное исследование свидетельствует о том, что источниками синрудных магматических пород на Ермаковском месторождении были мантийные магмы, ассилировавшие породы коры. Синрудные гранитоиды частично могли быть генетически связаны с базитовыми магмами через дифференциацию последних.

Изотопные составы бериллиевых руд месторождения (рис. 6.2а) образуют поле, частично перекрывающееся с полем составов синрудных магматических пород и вмещающих осадочных пород зун-муринской свиты [Лыхин и др., 2010б]. Отметим, что два образца (Е-223, Е-713/1) попадают непосредственно в поле составов синрудных гранитондов. Ни «калиево-полевошпатовые», ни «карбонатные» руды практически не выходят за пределы поля составов руд «флюоритовой» группы. Руды разделяются по составу – одна часть попадает на гиперболу смешения 1–2 мантийных источников и кристаллических сланцев или карбонатных пород, другая – между гиперболами смешения 1–1а и 1–2 (см. рис. 6.2а), имея четкий тренд в сторону поля составов вмещающих карбонатных пород. Отметим, что изотопный состав скарнов также попадает на этот тренд. Отсюда следует, что руды могли иметь близкий источник, подобный источнику синрудных магматических пород: мантийный (базитовый) источник + «карбонатные породы» и «кристаллические сланцы» + доля компонента «заганского гнейсогранита» или континентальной коры в виде гранитондов Ангаро-Витимского батолита.

На диаграмме Nb/U–($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t (см. рис. 6.2б) прослеживается закономерность в распределении составов руд, которые разделяются на две группы с разными отношениями Nb/U. Группа с более высоким отношением Nb/U – это практически все «флюоритовые» руды, выделенные нами по минеральному составу. Эти руды находятся на гиперболе смешения 1–1а и 1–2, т.е. попадают на гиперболу смешения «мантийных» и «заганских гнейсогранитов» + «кристаллические сланцы». Руды с низким отношением Nb/U, представляющие «карбонатный» тип, тяготеют к полю развития карбонатных вмещающих пород. «Калиево-полевошпатовые» руды больше тяготеют к полю распространения синрудных магматических пород.

На диаграмме Zr/Nb–($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_t прослеживаются близкие тенденции в распределении составов руд (рис. 6.2в). Руды с относительно высоким Zr/Nb отношением, которые на предыдущей диаграмме характеризовались низким Nb/U отношением, образуют обширное поле, которое частично перекрывает с полями составов синрудных магматических пород и вмещающих карбонатов. Руды с относительно низким Zr/Nb отношением имеют достаточно локальное распространение. Отметим, что «карбонатные» руды опять попадают в поле составов карбонатных осадочных пород и заганских гнейсогранитов, а «калиево-полевошпатовые» – в поле синрудных магматических пород.

На других диаграммах (см. рис. 6.2) такие закономерности не прослеживаются. Для «калиево-полевошпатовой» группы руд характерны широкие вариации значений Zr/Nb – от 2 до 38.2 (рис. 6.2в), а также обогащение Th (см. рис. 6.2г), что обусловлено, как уже отмечалось, присутствием в их составе Th-содержащих минералов. На рис. 6.2д,е виден значительный разброс величин La/Yb и Ce/Pb, в рудах они образуют вытянутое поле, пересекающееся с полем распространения синрудных магматических пород и тяготеющее к полям вмещающих карбонатных пород, кристаллических сланцев, скарнов и гнейсогранитов заганского комплекса. Вариации в рудах величин Ce/Pb не зависят от их минерального состава и, скорее всего, связаны с присутствием в них галенита. Отметим, что такие пары элементов, как Th/Ta и Ce/Pb, ин-

формативные при оценке источников магматических пород, не рекомендуется использовать при реконструкции источников руд, так как в последних Th и Pb часто присутствуют в виде минеральной примеси.

В целом отношения несовместимых элементов (Zr/Nb , Nb/U , Ce/Pb , La/Yb , Th/Ta) при установлении источников рудного вещества не очень информативны, поскольку составы руд широко варьируют и трудно выявить какую-либо четкую закономерность. Поэтому нами для характеристики руд были использованы также следующие отношения элементов: F–Be, F–CaO, F–CO₂, SiO₂–Be (рис. 6.3 и 6.4).

На рисунке 6.3 показаны некоторые закономерности распределения важнейших компонентов бериллиевых руд Ермаковского месторождения. На

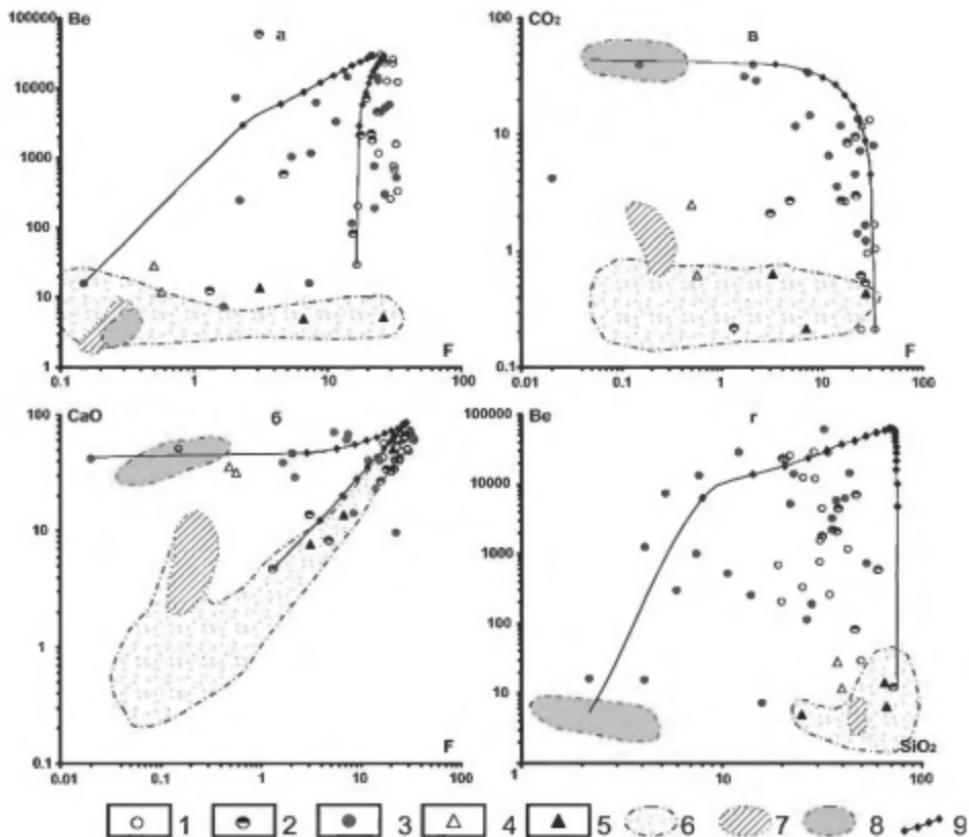


Рис. 6.3. Диаграммы соотношения элементов в породах Ермаковского месторождения.
а – F–Be; б – F–CaO; в – F–CO₂; г – SiO₂–Be.

1 – «флюоритовые» руды; 2 – «калиево-полевошпатовые» руды; 3 – «карбонатные» руды; 4 – известковые скарны; 5 – остаточные пегматиты; 6 – поле составов магматических пород; 7 – поле составов кристаллических сланцев; 8 – поле составов карбонатных осадочных пород; 9 – гиперболы смешения. Be в г/т; F, CO₂, SiO₂, CaO в масс.%

диаграмме F–Be (рис. 6.3а) построены две гиперболы смешения для руд. К первой гиперболе смешения, которая соединяет руды с максимальными и минимальными концентрациями F и Be, близки «карбонатные» и единичные «калиево-полевошпатовые» руды. Вторая гипербола объединяет почти все составы «флюоритовых» руд, но также к ней близки «карбонатные» и «калиево-полевошпатовые» руды. Она характеризуется резким увеличением содержаний F и Be от магматических пород и остаточных пегматитов до руд, где концентрации F и Be максимальны. На диаграмме F–CaO (рис. 6.3б) также наблюдаются два тренда: первый в целом отвечает практически прямой корреляционной зависимости и близок к полю составов вмещающих кристаллических сланцев. При этом значительную часть этих руд составляют «калиево-полевошпатовые». Второй приурочен к полю составов карбонатных вмещающих пород, а также скарнов, на него попадают только руды из «карбонатной» группы. Подчеркнем, что группа «флюоритовых» руд тяготеет к полю распространения кристаллических сланцев, а группа «карбонатных» к полю карбонатных осадочных пород, такая же закономерность была нами уже отмечена и на диаграмме Nb/U–($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$).

Составы руд на диаграмме F–CO₂ (см. рис. 6.3в) приурочены, за редким исключением, к гиперболе смешения между составами вмещающих осадочных карбонатных пород и остаточных шлировых пегматитов из щелочных гранитов массива «Шток». На диаграмме SiO₂–Be (рис. 6.3г) также видна связь бериллиевых руд с составами вмещающих карбонатных пород и магматических пород, скарнов и кристаллических сланцев. Здесь «карбонатные» руды, состав которых широко варьирует, в основном тяготеют к полю вмещающих осадочных карбонатных пород, а «флюоритовые» и почти все «калиево-полевошпатовые» к гиперболе смешения между составами сланцев и магматических пород.

Рассмотрим еще группу диаграмм, отражающих вариации составов руд в зависимости от соотношений следующих пар элементов: Nb–Zr, Nb–U, Nb–Ce, Th–Ta, Ta–Zr, La–Yb (рис. 6.4). На них руды месторождения закономерно располагаются от поля составов вмещающих карбонатных пород до поля синрудных магматических пород месторождения, что однозначно свидетельствует о связи между ними. Полученные прямые корреляционные зависимости между элементами магматических пород отражают эволюцию их содержания в процессе кристаллизационной дифференциации магмы.

В валовых пробах некоторых дорудных и синрудных магматических пород Ермаковского месторождения был определен изотопный состав кислорода ($\delta^{18}\text{O}$). В дорудных дайках гранитов он колеблется в пределах от +5.6 до +7.2‰, а в дорудных габбро и гнейсогранитах значения $\delta^{18}\text{O}$ составляют +4.5 и +4.6‰ соответственно (табл. 23).

В дайках базитов синрудного магматического этапа значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют в широких пределах – от –0.2 до +5.1‰. Отметим, что самые облегченные кислородом базиты имеют также низкие изотопные значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). В дайках синрудных гранитов, щелочных гранитов и кварцевых сиенитов массива «Сиенит» значения $\delta^{18}\text{O}$ колеблются от +1.9 до +5.9‰, а в кварце из лейкогранитов массива «Шток» они более однородны – от +7.08 до +7.93‰ (см. табл. 23).

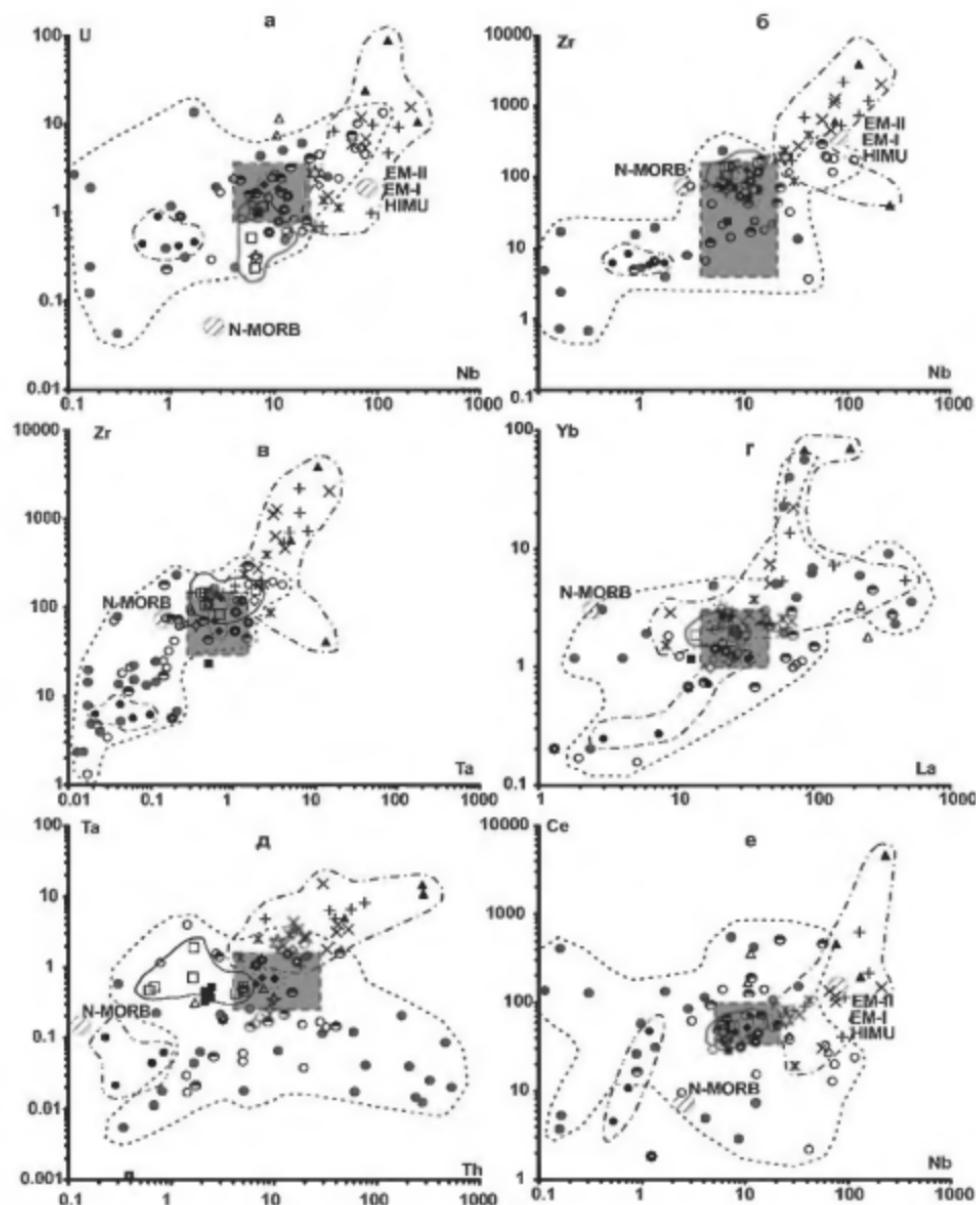


Рис. 6.4. Диаграммы соотношения элементов в породах Ермаковского месторождения.
а – Nb-U; б – Nb-Zr; в – Ta-Zr; г – La-Yb; д – Nb-Ce.

Условные обозначения см. на рис. 6.1

В целом изотопный состав кислорода в дорудных габброндах, гнейсограницах, а также синрудных базитах и сиалических породах часто близок к составу, характерному для мантийных пород ($5.7+/-0.2\text{\textperthousand}$) [Taylor, 1977].

Были проведены также исследования изотопного состава кислорода и углерода из карбонатов рудоносных и вмещающих осадочных пород Ермаковского месторождения (рис. 6.5, табл. 23).

В известняках зун-муринской свиты, вмещающих оруденение, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от $+12.1$ до $+21.8\text{\textperthousand}$, $\delta^{13}\text{C}$ от -1.6 до $+0.3\text{\textperthousand}$. Скарны облегчены тяжелым изотопом $\delta^{18}\text{O} = +4.55\text{\textperthousand}$ и обогащены тяжелым изотопом $\delta^{13}\text{C} = -5.6\text{\textperthousand}$. При стандартном процессе образования скарнов из известняков полученный тренд является закономерным [Покровский, 2000].

Изотопный состав кислорода и углерода в карбонатах богатых (I и II рудные зоны) и бедных бериллиевых руд несколько различается. Так, в карбонатах богатых бериллиевых руд, которые слагают основную массу рудных тел месторождения, значения $\delta^{18}\text{O}$ варьируют от -0.9 до $+8.78\text{\textperthousand}$, $\delta^{13}\text{C}$ от -1.48 до $+0.7\text{\textperthousand}$. В рядовых бериллиевых рудах, которые в основном представлены маломощными телами и жилами, карбонат имеет более обширное поле составов: $\delta^{18}\text{O}$ от -6.5 до $+8.2\text{\textperthousand}$ и $\delta^{13}\text{C}$ от $+0.1$ до $-4.6\text{\textperthousand}$. Изменения изотопного состава пород от скарнов до богатых руд связываются с обеднением руд тяжелыми изотопами углерода и кислорода. В богатых рудах содержания Ве достигают 20000 g/t , F – 36 mas.\% , в то время как скарны и известняки резко обеднены Ве и F, поэтому смешение богатых руд и известняков–скарнов приводит к разубоживанию руд.

Пространственная и возрастная связь оруденения с лейкогранитами массива «Шток», близость изотопного состава кислорода богатых руд (от -0.9 до $+8.78\text{\textperthousand}$) и лейкогранитов ($+7\text{\textperthousand}$), уменьшение содержания Ве и F по мере усиления ассимиляции известняков–скарнов рудами свидетельствуют о том, что рудоносный флюид генетически был связан с гранитоидами.

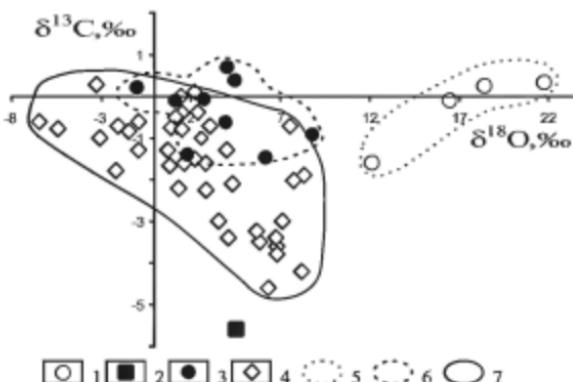


Рис. 6.5. Изотопный состав кислорода и углерода в осадочных породах и карбонатах бериллиевых руд Ермаковского месторождения.

1 – известняки; 2 – скары; 3 – богатые бериллиевые руды; 4 – бедные бериллиевые руды; 5 – поле составов известняков; 6 – поле составов богатых бериллиевых руд; 7 – поле составов бедных бериллиевых руд

В соответствии с полученным нами изотопно-geoхимическим данными бериллиевые руды на Ермаковском месторождении могли иметь общий источник с источником синрудных магматических пород (см. рис. 6.3, 6.4). Полученные вариации изотопно-geoхимических параметров бериллиевых руд (см. рис. 6.2–6.5) могут быть обусловлены ассилияцией прежде всего карбонатных вмещающих пород (известняки, доломиты), а также в меньшей степени кристаллических сланцев, что хорошо видно на диаграммах $Nb/U - (^{87}Sr/^{86}Sr)$, и $F - CaO$ (см. рис. 6.2б, 6.3б).

«Карбонатные» руды четко тяготеют к полю составов вмещающих осадочных пород (см. рис. 6.3а, б, г). «Калиево-полевошпатовые» и «флюоритовые» руды больше тяготеют к полям вмещающих сланцев и магматических пород месторождения.

Таким образом, можно утверждать, что изотопный и geoхимический состав бериллиевых руд месторождения определяется в основном литологическими особенностями вмещающих пород. Источник руд по изотопным характеристикам сопоставим с источником синрудных щелочно-салических пород. Все это позволяет рассматривать процесс образования Ермаковского месторождения как результат взаимодействия между магматической системой и вмещающими породами.

Основные выводы, полученные в ходе изотопных и geoхимических исследований пород и руд Ермаковского месторождения, следующие.

1. Для вмещающих Ермаковское бериллиевое месторождение сланцев зунумиринской свиты оценен модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 1360 - 1260$ млн лет; для карбонатных пород – 1330–1020 млн лет. Этот возраст может быть сопоставлен с возрастом протолита метаморфической толщи – средним рифеем.

2. Судя по изотопному составу Nd и Sr, все дорудные магматические породы (жильные гранитоиды, габброиды и гнейсограниты) были сформированы с участием компонентов континентальной коры.

3. По изотопному составу O и C выделяются два типа руд, имеющих разные источники; богатые бериллиевые руды, образование которых, скорее всего, было связано с эволюцией щелочногранитных магм, и вмещающие известняки–скарны, ассилияция которых богатыми рудами приводила к разубоживанию последних.

4. Синрудные дайки базитов и гранитоидов повышенной щелочности, а также гранитоиды массивов «Шток» и «Сиенит» в соответствии с изотопными Sr-Nd и geoхимическими данными образовались из умеренно деплетированных мантийных источников при участии компонентов континентальной коры («заганские гнейсограниты», «кристаллические сланцы», региональная континентальная кора, оцененная по среднему составу гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, и др.). Источники магм синрудных базитовых и сиалических пород близки и генетически связаны.

5. Формирование рудной минерализации произошло в результате взаимодействия производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, о чем свидетельствуют как геологические соотношения, так и вариации изотопных и geoхимических параметров в синрудных магматических, вмещающих осадочных породах и собственно рудах.

6.2. Оротское месторождение

На Оротском берtrandитовом месторождении были проведены комплексные изотопно-geoхимические исследования магматических пород и бериллиевых руд [Лыхин и др., 2002, 2004]. Были получены новые Rb-Sr и Sm-Nd-изотопные данные для гранитоидов Оротского массива (табл. 20, рис. 6.6а). Величины $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, рассчитанные на момент образования гранитоидов $T = 225$ млн лет, составили для образцов Оро-9 и Оро-1 +2.38 и +2.35 соответственно. Для гранитоидов с наложенной бериллиевой минерализацией (Оро-17) значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = +1.62$, то есть несколько ниже. Значения $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ в лейкогранитах колеблются от 0.70662 до 0.70858, в рудных образцах незначительно – 0.70851–0.70835. В кислых вулканитах Оротского палеовулкана значение $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ меняется от 0.70505 до 0.70671.

Для сравнения нами также были использованы результаты изотопных исследований раннемезозойских щелочных гранитов и пород бимодальных вулканических ассоциаций Западного Забайкалья [Ярмолюк и др., 2001; Воронцов и др., 2007], а также пород зун-муринской свиты (рис. 6.6а). Так, значения $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в кислых вулканитах цаган-хуртейской свиты, гранитоидах харитоновского и аткинсона массивов колеблются от –1.62 до +2.5 и $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ от 0.70420 до 0.70869; в базальтах цаган-хуртейской свиты и дайках базальтов харитоновского массива от +0.78 до +2.8, величины $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ – от 0.70426 до 0.70499.

Базальты на диаграмме $\epsilon_{\text{Nd}}(T) - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ (рис. 6.6а) образуют локальную область, обозначенную цифрой 1, расположенную недалеко от области составов умеренно деплетированных мантийных источников [Лыхин и др., 2004]. В них содержится наибольшая доля мантийного компонента. Кислые магматические породы отличаются более существенными вариациями составов, прежде всего, значениями первичного изотопного состава стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_v$ и перекрывают поля составов базальтов и осадочных карбонатно-сланцевых пород зун-муринской свиты. Величина $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в кислых породах меняется незначительно, до +1.62, несколько смещающаяся в поле составов Ангаро-Витимского батолита. Учитывая, что щелочные гранитоиды типа Оротских часто являются дифференциатами базитовых магм [Ярмолюк и др., 2001; Воронцов и др., 2007], положительное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = \sim +2.4$ свидетельствует о том, что источником магм таких гранитов была деплетированная мантия. Значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ в гранитоидах с наложенной бериллиевой минерализацией +1.62 в целом близко к значениям в неизмененных Оротских гранитах. В то же время, изотопный состав стронция Оротских гранитоидов практически совпадает с составом вмещающих осадочных пород.

На рисунке 6.6 видно, что изотопные составы базальтов, кислых пород, гранитоидов Оротского месторождения (рудных и безрудных), а также осадочных вмещающих пород – известняков и сланцев (тех же, что и на Ермаковском месторождении), хорошо укладываются на гиперболу смешения. Крайние точки этой зависимости, с одной стороны, базальты, которые уже обозначены нами цифрой (1), с другой – сланцы, обозначим поле их составов цифрой (2).

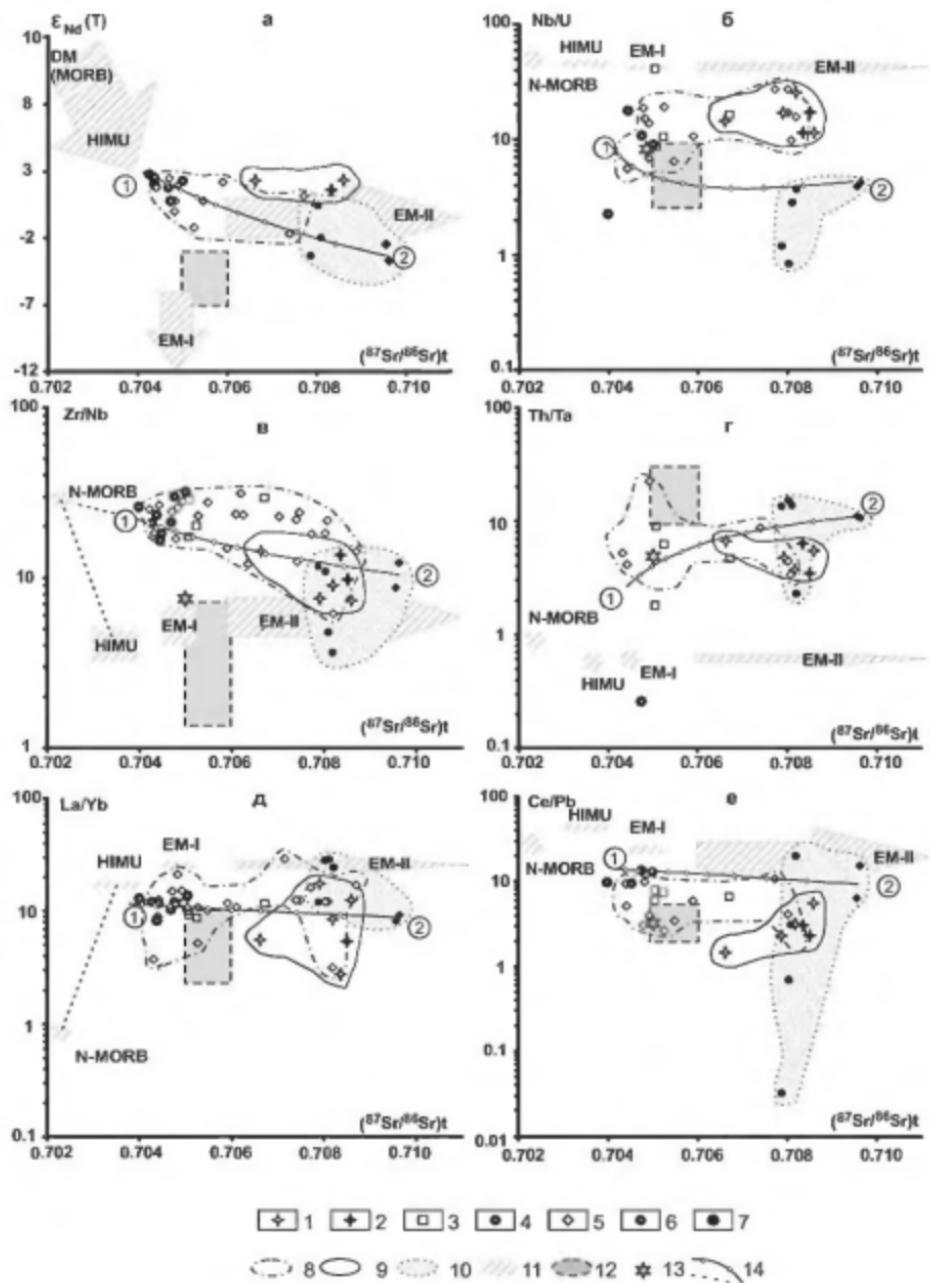


Рис. 6.6. Изотопный состав стронция и неодима (а), и отношений Nb/U (б), Zr/Nb (в), Th/Ta (г), La/Yb (д), Ce/Pb (е) в породах Оротского месторождения, по [Лыхин и др., 2004].

Таким образом, изотопные составы щелочных гранитов, слагающих небольшие массивы: харитоновский и аткинский, а также кислых вулканитов трахидацит-комендитового состава цаган-хуртейской свиты находятся на гиперболе смешения между базальтами и кристаллическими сланцами зун-муринской свиты. Такая зависимость свидетельствует о том, что изотопный состав сиалических пород формировался при существенном влиянии коровых компонентов типа сланцев зун-муринской свиты и/или гранитоидов Ангаро-Витимского батолита.

На рис. 6.6а видно, что составы кислых пород Оротского месторождения тяготеют к составу вмещающих осадочных пород. В то же время, с учетом сходства этих пород с породами Ермаковского месторождения, не исключено, что их формирование происходило из смешанных источников, при взаимодействии продуктов плавления деплетированной мантии с вмещающими осадочными породами зун-муринской свиты. Отметим также, что по величине $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ гранитоиды Оротского месторождения близки к производным мантийных магм – базальтам цаган-хуртейской свиты. От последних они отличаются более высоким значением первичного изотопного состава стронция ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), что может быть связано с ассилиацией ими корового материала.

Величины канонических отношений в зависимости от первичного изотопного состава стронция приведены на рис. 6.6. На рисунке 6.6б видно, что отношения Nb/U в гранитоидах месторождения варьируют от 11.6 до 25.7. В этот же диапазон укладываются и значения в гранитоидах с бериллиевой минерализацией (Nb/U = 11.4–17.2). Вулканиты Оротского палеовулкана отличаются более широкими вариациями этого отношения – 8.7–41.2, тогда как в базальтах цаган-хуртейской свиты оно меняется от 2.2 до 18.6. В кислых вулканитах цаган-хуртейской свиты и гранитоидах значения Nb/U колеблются от 5.6 до 27.5, образуя как бы два независимых поля составов, различающиеся по величине ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) (см. рис. 6.6б). На этом же рисунке видно, что вулканиты Оротского палеовулкана достаточно близки по величине Nb/U к базальтам цаган-хуртейской свиты. На рассчитанную гиперболу смешения 1–2 попадают составы базальтов цаган-хуртейской свиты, некоторых кислых пород раннего мезозоя, верхней коры и региональной коры в виде Ангаро-Витимского батолита. Практически все магматические породы Оротского месторождения, за одним исключением, не попадают на эту гиперболу.

На рисунке 6.6в показаны вариации отношения Zr/Nb в зависимости от ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$). В гранитоидах месторождения величины Zr/Nb = 7.3–14.2, в вул-

1 – малокуналейские лейкограниты; 2 – гранитоиды с наложенной берtrandитовой минерализацией (руды); 3 – вулканические породы Оротского палеовулкана; 4, 5 – ассоциации щелочно-гранитных и бимодальных пород Западного Забайкалья; 4 – базальты цаган-хуртейской свиты и харитоновского массива; 5 – кислые вулканиты цаган-хуртейской свиты и гранитоиды харитоновского и аткинского массивов; 6, 7 – вмещающие осадочные породы зун-муринской свиты района Ермаковского и Оротского месторождений; 6 – кристаллические сланцы, 7 – осадочные карбонатные породы; 8 – поле составов сиалических пород; 9 – поле составов гранитоидов; 10 – поле составов осадочных пород; 11 – поле составов мантийных источников (EM-I, EM-II, HIMU) и N-MORB, по A.Stracke [2003] и M.Willbold, A.Stracke [2006]; 12 – поле составов Ангаро-Витимского батолита; 13 – поле составов верхней коры; 14 – гиперболы смешения (использована модель двухкомпонентного смешения [Фор, 1989]).

канитах несколько выше – 17.3–29.2; в базальтах цаган-хургейской – 16.5–31.8, в трахидацитах и комендитах они варьируют от 6 до 40. На рис. 6.6в так же, как и на рис. 6.6б, видно, что вулканиты месторождения по значениям Zr/Nb близки к базитам цаган-хургейской свиты, слабо отличаясь от последних по величине первичного отношения стронция. Скорее всего, источники формирования базитов и вулканитов месторождения были близкими. Кислые породы раннего мезозоя, как и на рис. 6.6а, образуют поле составов, которое практически попадает на гиперболу смешения 1-2, протянувшуюся от составов базальтов цаган-хургейской свиты через Оротские гранитоиды до вмещающих осадочных пород. Значения ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i в этих кислых породах меняются от 0.7042 до 0.7087. Если продолжить гиперболу смешения в сторону мантийных источников, то видно, что источниками базальтов является деплетированная мантия. Отметим, что рудные и безрудные гранитоиды Оротского месторождения, за исключением одного, попадают в поле составов осадочных пород, как и некоторые другие щелочные массивы Забайкалья.

Величина отношения Th/Ta в гранитоидах месторождения составляет 3.8–6.7, в вулканитах – 1.8–9 (рис. 6.6г). Немногочисленные данные по кислым породам раннего мезозоя укладываются в более широкий интервал – 3.3–22.3. На диаграмме Th/Ta – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i (см. рис. 6.6г) данных немного, но, тем не менее, здесь четко видно, что гранитоиды Оротского месторождения находятся в стороне от обогащенных мантийных источников типа ЕМ-I и ЕМ-II, попадая в поле составов осадочных пород. Среди проб Оротских гранитоидов одна по составу тяготеет к гранитоидам Ангаро-Витимского батолита.

На диаграмме Ce/Pb – ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i вышеуказанные закономерности в целом сохраняются (рис. 6.6е). Отметим, что на этой диаграмме хорошо видны различия между составами известняков и сланцев зун-муринской свиты.

На рис. 6.7 четко видно, что кристаллические сланцы были одним из источников магм гранитов и руд месторождения.

Источники магмы и руд Оротского месторождения определены на основании соотношений Th/Ta – Zr/Nb (рис. 6.7а) и La/Yb – Zr/Nb (рис. 6.7б). На рис. 6.7а хорошо видна обособленность полей составов вулканитов и гранитов месторождения, а, следовательно, и определенная обособленность их источников. Поле составов вулканитов в целом характеризуется более высокими отношениями Zr/Nb. На графике Th/Ta – Zr/Nb вулканические породы Оротского месторождения находятся на гиперболе смешения между составами умеренно деплетированного мантийного источника, с одной стороны, и составом континентальной коры (Ангаро-Витимский батолит и кристаллические сланцы), – с другой. Форма гиперболы вполне согласуется с резким (более чем на порядок) преобладанием Zr в вулканитах относительно его содержания в осадках при сравнительно близких содержаниях Th в этих породах. Данные, приведенные на рисунке 6.7б, подтверждают участие деплетированного мантийного источника совместно с корой в образовании гранитов и руд месторождения. Как и на рисунке 6.7а, гиперболическая форма линии смешения, на которую попадают составы вулканитов, определяется высокими содержаниями в них Zr и соответственно устойчиво высоким значением Zr/Nb по сравнению с породами коры.

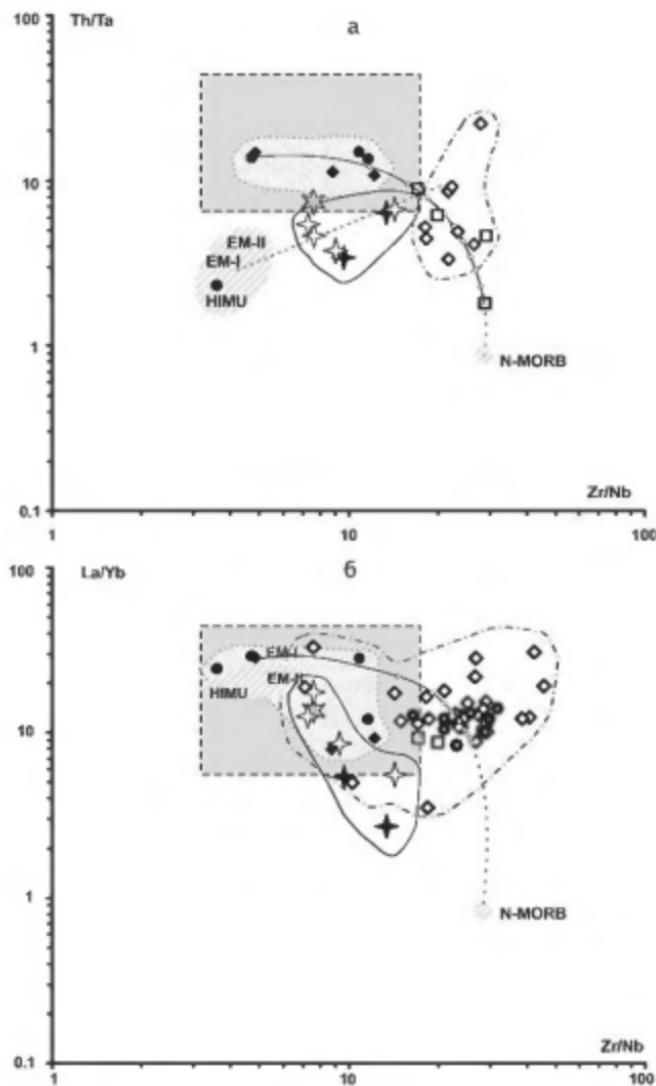


Рис. 6.7. Диаграммы соотношения элементов в породах Оротского месторождения, по [Лыхин и др., 2004].

а – Zr/Nb–Th/Ta; б – Zr/Nb–La/Yb.

Условные обозначения см. рис. 6.6

Базальты цаган-хуртейской свиты образовались из деплетированных мантийных источников с добавлением коровых компонентов. Кислые породы – трахидациты и комендиты цаган-хуртейской свиты и Оротской вулканической постройки, щелочные граниты харитоновского и аткинсского массивов, а также

лейкограниты и руды Оротского месторождения связаны с базитами в результате процессов фракционирования [Ярмоляк и др., 2001; Воронцов и др., 2004, 2007]. Таким образом, они также формировались при участии мантийных источников с добавлением коровых компонентов, в качестве которых могли выступать породы, близкие по составу к кристаллическим сланцам или гранитоидам Ангаро-Витимского батолита. Лейкограниты Оротского месторождения по сравнению с вулканитами обогащены компонентом кристаллических сланцев. Данные всех представленных выше диаграмм свидетельствуют о том, что руды Оротского берtrandитового месторождения имеют явную связь с гранитоидами, а не с вулканитами. Также отметим незначительную роль вмещающих известняков в процессе образования бериллиевых руд, хотя для многих других бериллиевых месторождений (Ермаковское) влияние вмещающих известняков более существенное. Бериллиевые руды месторождения по изотопным и геохимическим данным генетически связаны со щелочными гранитоидами.

6.3. Ауникское и Амандакское месторождения

Изотопных (Sr , Nd) данных для пород этих месторождений пока немного (табл. 21 и 22, рис. 6.8). На Ауникском месторождении был определен изотопный состав Nd и Sr в рудоносных субщелочных лейкогранитах, дайке щелочных сиенитов и массиве керсантитов. Изотопный состав Nd $\epsilon_{Nd}(T)$, отнесенный к моменту образования субщелочных лейкогранитов (242 млн лет), составляет -2.69 ± -3.03 , а первичный изотопный состав стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t меняется в диапазоне 0.70943–0.70982. В дайке сиенитов $\epsilon_{Nd}(T) = -2.7$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t = 0.70982. В массиве керсантитов, возраст которых 276 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -0.37$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t = 0.70576. В малокуналейских гранитоидах Амандакского месторождения изотопный состав Nd оценивается величиной $\epsilon_{Nd}(T) = -2.22$, а первичный изотопный состав стронция колеблется в диапазоне ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t = 0.7069–0.72262. Значения $\epsilon_{Nd}(T)$ в гранитоидах Амандакского и Ауникского месторождений близки. Флюорит-бериллиевые руды на Ауникском и Амандакском месторождениях имеют близкие изотопные характеристики: $\epsilon_{Nd}(T) = -3.44$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t = 0.70870 и $\epsilon_{Nd}(T) = -2.07$, ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t = 0.70856 соответственно. Значение ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t во вмещающих оруденение песчаниках якиннской свиты верхнего девона и рудах месторождений одинаковое – 0.70869, а значение $\epsilon_{Nd}(T) = -6.21$ в песчаниках более низкое. Отметим, что песчаники по изотопному составу строения очень близки к осадочным породам Ермаковского месторождения, но несколько отличается от них по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ (рис. 6.8).

Керсантиты Ауникского месторождения на диаграмме $\epsilon_{Nd}(T)$ –($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t (рис. 6.8а) находятся вблизи среднего состава региональной коры (гранитоидов Ангаро-Витимского батолита). Гранитоиды на Ауникском месторождении по величинам $\epsilon_{Nd}(T)$ и ($^{87}Sr/^{86}Sr$)_t образуют одну компактную область, попадая в поле составов осадочных пород региона. Изотопный состав Sr и Nd руд обо-

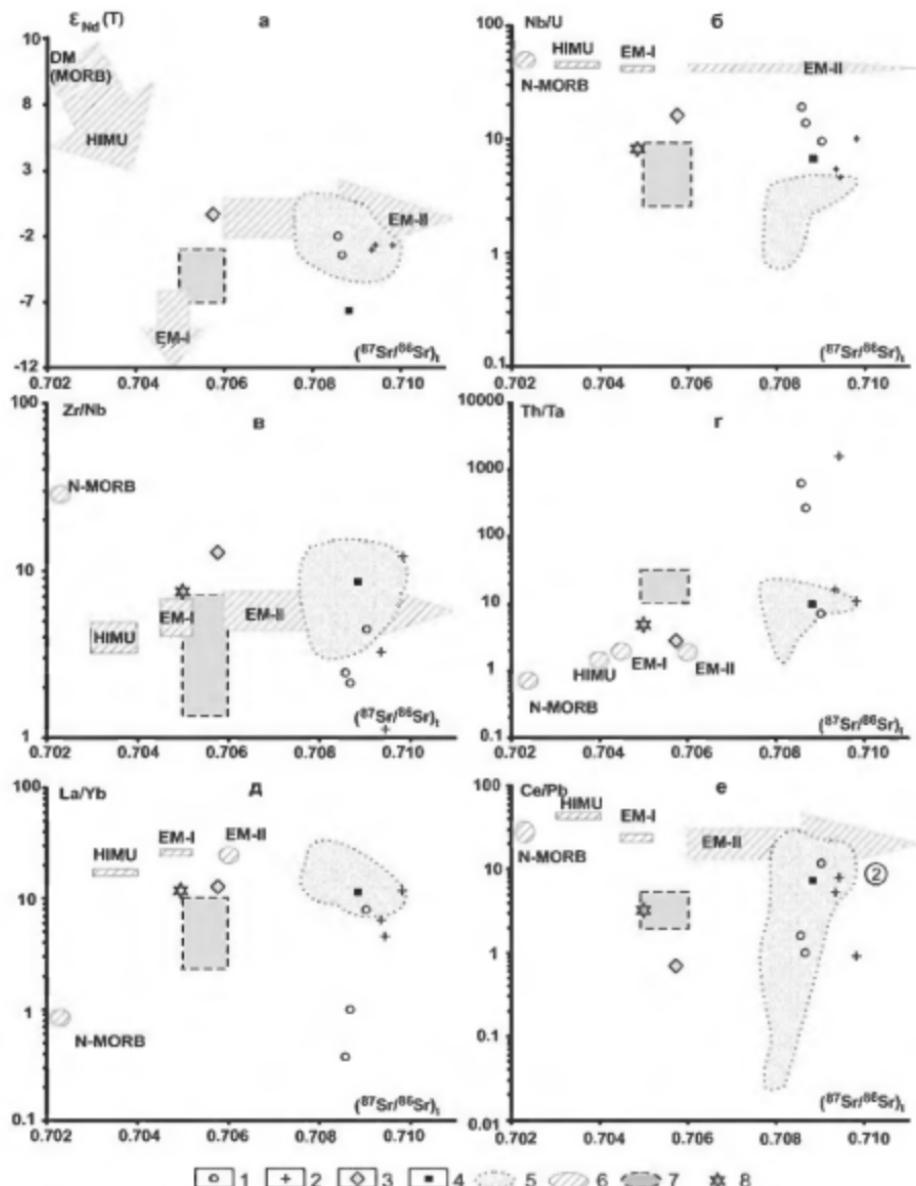


Рис. 6.8. Изотопный состав стронция и неодима (а), и отношения Nb/U (б), Zr/Nb (в), Th/Ta (г), La/Yb (д), Ce/Pb (е) в породах Ауникского и Амандакского месторождений. 1 – флюорит-бериллиевые руды Ауникского и Амандакского месторождений; 2 – субщелочные лейкограниты и дайка сиенита Ауникского месторождения; 3 – керсантит Ауникского месторождения; 4 – песчаник якшинской свиты; 5 – поле составов осадочных пород Западного Забайкалья; 6 – поле составов обогащенных магнийными источниками (EM-I, EM-II, HIMU) и N-MORB, по A.Stracke [2003] и M.Willbold, A.Stracke [2006]; 7 – поле составов Ангаро-Витимского батолита; 8 – поле составов верхней коры

их месторождений близок и попадает в поле осадочных пород и гранитоидов. Отметим, что гранитоиды и руды месторождений практически всегда попадают в поле составов осадочных пород (рис. 6.8б–е), а керсантиты тяготеют к полю составов континентальной коры, представленной гранитоидами Ангаро-Витимского батолита.

Таким образом, изотопный состав бериллиевых руд месторождений четко контролируется литологическими особенностями вмещающих осадочных пород. Керсантиты, скорее всего, образовались с участием умеренно деглектированных мантийных источников при значительном влиянии континентальной коры – гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, близких по возрасту керсантитам, скорее всего, представляют производные его мантийных источников. На изотопный состав гранитоидов Ауникского месторождения большое влияние оказали вмещающие осадочные породы.

ГЛАВА VII

Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция: взрастное и геодинамическое положение

7.1. Геохронология района Ермаковского месторождения

В геологическом строении Ермаковского месторождения наиболее ранними являются метаморфизованные осадочные породы: кристаллические сланцы, мраморизованные известняки, доломиты и песчаники зун-муринской свиты. Судя по остаткам водорослей *Osaqia* в этих породах, возраст их протолита – рифей–венд. По изотопным Rb-Sr данным, возраст мраморизованного известняка – 271 ± 12 млн лет, кварц-биотит-плагиоклазового сланца – 266 ± 18 млн лет (табл. 24), в пределах аналитической погрешности они близки между собой и весьма далеки от геологического рифей–вендского возраста этой толщи [Гинзбург и др., 1975]. Скорее всего, Rb-Sr-датировки зун-муринской свиты характеризуют время ее метаморфизма.

На основании полученных нами геохронологических данных можно охарактеризовать дорудный, синрудный и пострудный магматические этапы (табл. 24) в развитии района Ермаковского месторождения.

Наиболее ранние магматические породы дорудного этапа образования месторождения это габброиды, обнажающиеся в северной части месторождения, а также дорудные дайки гранитов и гнейсовидные граниты заганского комплекса, соотношения которых с габброидами не ясны. U-Pb-возраст этих пород по циркону составляет 333–316 млн лет и соответствует возрасту внедрения магм, а их Rb-Sr- и Ar-Ag-датировки – 302.7 ± 24.5 и 302.5 ± 0.9 млн лет, скорее всего, соответствуют этапу метаморфизма (см. табл. 24). При сравнении Rb-Sr возрастов габброидов и гнейсовидных гранитов заганского комплекса и вмещающих их толщ зун-муринской свиты обнаружено их несоответствие: рвущие зун-муринскую свиту габброиды и гранитоиды оказываются древнее, чем породы зун-муринской свиты. Это обусловлено тем, что датировки зун-муринской свиты характеризуют возраст метаморфизма толщи (метаморфизм альмандин-

амфиболитовой фации, по А.И. Гинзбургу), а не время ее накопления. Повидимому, габбро и гнейсовидные граниты также были метаморфизованы на этом этапе, в связи с чем Rb-Sr- и Ar-Ag-возрасты габроидов и гранитоидов даек заметно моложе, чем возраст магматического циркона из этих пород. Несколько более древний Rb-Sr-возраст габроидов по сравнению с породами зун-муринской свиты связан с меньшей степенью их метаморфизма.

К югу от месторождения в Цаган-Хуртейском хребте (координаты 109°35'45" в.д. – 51°33'42" с.ш.) нами уже были датированы гнейсовидные граниты заганского комплекса (рис. 7.2), их U-Pb-возраст по циркону составил 261±5 млн лет [Лыхин и др., 2001]. Напомним, что породы заганского комплекса слагают одноименный хребет и являются частью более крупного малханско-магматического комплекса, распространенного в Малханском, Яблоновом и других хребтах Забайкалья [Мурина и др., 1980; Скляров и др., 1997; Геологическая карта..., 1997]. Как правило, строение заганского-малханского комплекса трехфазное [Козубова и др., 1960; Маркина, 2004]. Первая фаза представлена габбро, габбро-диоритами и диоритами; вторая, самая распространенная – биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсо-гранитами, гранодиоритами, реже граносиенитами, связанными между собой постепенными переходами; третья фаза – умеренно щелочными гранитами и лейкогранитами. Особенность пород – тесная взаимосвязь их с метаморфическими толщами малханского метаморфического комплекса и наличие в них гнейсовидных и директивных текстур [Комаров и др., 1980; Маркина, 2004]. По данным Е.В. Склярова с соавторами [1997], гранитно-гнейсовые купола Забайкалья, в частности заганского комплекса, аналогичны рифтогенным гнейсо-милонитовым комплексам метаморфических ядер Кордильер Северной Америки (кордильерский тип метаморфических ядер).

Для пород этого комплекса имеется достаточно много датировок, полученных разными авторами разными изотопными методами, которые свидетельствуют о длительной и многоэтапной истории метаморфических и магматических процессов в регионе. Так, для гранодиоритов и гранитов заганского комплекса получено значение 289 млн лет, а для щелочных гранитов Верхне-Маргнитуйского массива, которые прорывают породы комплекса, 279 млн лет [Скляров и др., 1997]. Возраст процессов метаморфизма разный, что, возможно, связано с их неоднократным проявлением. Так, возраст метаморфизма гранитов малханского комплекса в Яблоновом хребте оценен в 284, 300, 317 и 323 млн лет [Мурина и др., 1980], а возраст самих гранитов в – 438 млн лет [Миркина и др., 1980]. Возраст для гнейсов и кристаллических сланцев из малханского метаморфического комплекса хребта Зиган существенно более молодой – 134 млн лет (Rb-Sr-метод), 112 и 127 млн лет (Ar-Ag-метод по биотиту и амфиболу соответственно) [Скляров и др., 1997]. Там же U-Pb-методом по циркону выявлены молодые гнейсо-граниты (160.7 млн лет) и граносиениты (153.5 млн лет), относящиеся к заганскому комплексу. Н.А. Маркина [2004] в составе гнейсо-гранитов заганского комплекса обнаружила породы с возрастом 154, 161 и 233 млн лет (U-Pb-метод). Для кристаллосланцев малханского метаморфического комплекса ею были получены значения 122, 170 и 243 млн лет. Возраст аналога малханского комплекса на востоке (в Становом хребте) был

определен U-Pb-методом по циркону в 1850 млн лет [Бибикова и др., 1993]. Все эти данные свидетельствуют, во-первых, о возрастной неоднородности пород, относимых к малханскому комплексу, и их принадлежности к разновозрастным магматическим и метаморфическим событиям и, во-вторых, о своеобразном тектоническом режиме, обусловившем неоднократное разновременное выведение пород из зоны метаморфизма на поверхность.

Таким образом, возраст магматических пород дорудного этапа на месторождении, определенный по циркону, от 333 до 316 млн лет, представлены они габброидами, гнейсо-гранитами и ранними дайками мелкозернистых гранитоидов. Все породы были метаморфизованы не позднее 271–266 млн лет назад (возраст метаморфизма зун-муринская свита). Магматические породы дорудного этапа в меньшей степени метаморфизованы, хотя некоторые дайки ранних гранитов и тело габброидов участвуют в складчатых деформациях вмещающих пород. Метаморфизм пород привел к тому, что их Rb-Sr- и Ar-Ag-изотопные системы оказались нарушенными. Очевидно, что преобразования этих магматических пород не связаны с докембрийскими процессами, что предполагалось в ранних исследованиях [Заболотная и др., 1974; Гинзбург и др., 1975].

На основе полученных U-Pb-датировок по циркону из гнейсовидных гранитов заганского комплекса, габброидов и даек гранитов на Ермаковском месторождении выделяется ермаковская дорудная магматическая ассоциация пород, имеющих близкий возраст, общее пространственное и структурное положение, что, скорее всего, связано с единым магматическим циклом. Эту ассоциацию трудно коррелировать с заганско-малханским комплексом, который по геохронологическим данным распадается на разные возрастные группы, требующие дополнительных исследований. Отделена она по времени формирования и от близких к ней по возрасту гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, формирование которых произошло в интервале 310–280 млн лет назад. Наиболее вероятно, что эта ассоциация связана с Селенгинско-Витимским краевым магматическим поясом, образованным вдоль границы с Монголо-Охотским океаном в карбоне [Цыганков и др., 2010, Litvinovsky et al., 2011].

Синрудному этапу отвечают дайки поздних гранитоидов повышенной щелочности и ассоциирующиеся с ними базиты. Их возраст, оцененный Rb-Sr-методом, составляет 224 ± 5 млн лет [Лыхин и др., 2001]. К ним по возрасту и геохимической специфике близки лейкограниты массива «Шток» и сиениты массива «Сиенит». Rb-Sr-возраст этих массивов составляет 224 ± 1.6 и 227 ± 1.9 млн лет соответственно (см. табл. 24), а U-Pb-возраст их по цирконам из лейкогранитов массива «Шток» – 226 ± 1 млн лет. Одновозрастной с этими породами является бериллиевая минерализация (см. табл. 24): Rb-Sr-возраст флюорит-флогопитовых и флюорит-калиево-полевошпатовых руд составляет 225.5 ± 1.3 и 225.9 ± 1.2 млн лет [Лыхин и др., 2001, 2010a]. Таким образом, возраст пород синрудного этапа магматической активности, включающих перечисленные выше магматические породы, а также связанные с ними известковые везувиановые скары, «слюдиты» и собственно бериллиевую минерализацию, на основании результатов U-Pb и Rb-Sr геохронологических исследований определяется в узком интервале – 224 ± 5 млн лет.

Завершается магматическая деятельность на месторождении пострудным этапом – внедрением дайки фельзит-порфиров, секущей гранитоиды «Штока» и остальные породы. Возраст ее был определен Rb-Sr-методом в 161 ± 5 млн лет. Возможно, время внедрения этой дайки близко времени формирования серпентинитового меланжа, содержащего обломки щелочных гранитов.

7.2. Металлогеническая провинция и ее связь с Западно-Забайкальской раннемезозойской рифтовой зоной

Связь бериллиевого оруднения с щелочными гранитоидами малокуналейского комплекса

Геологические соотношения магматических пород и руд, а также полученные U-Pb и Rb-Sr датировки широкого комплекса образований на Ермаковском, Оротском, Ауникском и Амандацком месторождениях позволяют установить генетические связи оруднения с магматизмом и рассмотреть специфику геодинамических режимов, способствовавших образованию месторождений.

Напомним основные результаты геологических и геохронологических исследований Ермаковского месторождения. Показано, что синрудный магматизм там представлен бимодальной магматической ассоциацией, включающей, с одной стороны, дайки базитов, с другой – кислые породы повышенной щелочности (сиениты, граносиениты, щелочные граниты).

Практически одновременно с Ермаковским произошло образование Оротского месторождения, связанного со щелочными гранитами, возраст которых 224.8 ± 1.3 млн лет. Последние являются составной частью Оротского вулкана, сложенного трахириолитами и комендитами, сопоставляемыми с щелочно-салическими породами цаган-хуртейской свиты. Предполагается, что формирование вулкана началось несколько ранее (236.4 ± 3.9 млн лет назад), чем внедрились щелочные граниты. Это свидетельствует о том, что на Оротском месторождении образование рудной минерализации завершило формирование вулкано-плутонической ассоциации с участием щелочно-гранитного магматизма.

Ауникское и Амандацкое месторождения также связаны с проявлениями щелочно-гранитоидного магматизма, близкими по составу к рудоносным гранитоидам Ермаковского и Оротского месторождений. Однако по времени образования эти массивы оказались несколько более древними. Возраст рудоносных лейкогранитов и сиенитов на Ауникском месторождении оценен в 241.6 ± 1.6 млн лет [Лыхин и др., 2003]. Рудоносные щелочные граниты на Амандацком месторождении возникли около 235 ± 3 млн лет назад.

Таким образом, во всех случаях несомненна связь бериллиевой минерализации со щелочными гранитами. Следует заметить, что определенный нами

триасовый возраст изученных рудоносных гранитоидов хорошо коррелируется с временем образования других массивов субщелочных и щелочных гранитоидов, которые широко распространены в пределах Западного Забайкалья и объединяются в малокуналейский комплекс [Занвилевич и др., 1985]. Отметим также, что такие массивы нередко участвуют в вулкано-плутонических ассоциациях с породами цаган-хуртейского бимодального вулканического комплекса. Возраст последнего ограничивается рамками позднего триаса в интервале 230–210 млн лет назад [Ярмолюк, Коваленко; 2003; Litvinovsky et al., 2001; Воронцов и др., 2007; Litvinovsky et al., 2011; Donskaya et al., 2012].

В эту возрастную группу не вписываются рудоносные гранитоиды Аунинского и Амандакского месторождений. Расхождения могут быть обусловлены несколькими причинами. Во-первых, недостаточной надежностью Rb-Sr системы, на основе которой был оценен их возраст, в случае вторичных изменений пород, сопровождавшихся привносом-выносом подвижных элементов и, прежде всего, рубидия. Во-вторых, недостаточным обоснованием времени формирования как гранитоидов малокуналейского комплекса, так и пород цаган-хуртейского вулканического комплекса. В-третьих, возможно, структурной позицией Аунинского и Амандакского месторождений, которые расположены в крайней восточной части металлогенической провинции и вполне вероятно фиксируют время начала ее формирования.

В целом же, формирование бериллиевого оруденения как в центральной, так и в восточной части металлогенической провинции, было связано с проявлениями гранитоидного магматизма повышенной щелочности и происходило, несмотря на отмеченные возрастные расхождения, в сравнительно ограниченном интервале времени – 242–224 млн лет назад, который вполне согласуется с возрастом щелочных гранитоидов малокуналейского комплекса [Litvinovsky et al., 2011].

Структурная позиция бериллиевой провинции

Все известные месторождения и рудопроявления берилля Западного Забайкалья сосредоточены в пределах линейной зоны шириной до 120 км, которая вытянута в северо-восточном направлении. В структурном отношении эта зона тяготеет к сутурной границе, разделившей Еравининский островородужный и Яблоневый метаморфический террейны. В геологической истории региона эта зона неоднократно проявляла себя как рифтогенная структура, в том числе в позднем палеозое, раннем мезозое и позднем мезозое – кайнозое [Воронцов и др., 2007, Ярмолюк, Коваленко, 2003, Ярмолюк и др., 2012, Kuzmin et al., 2010]. Именно к этой зоне приурочены бериллиевые месторождения и рудопроявления, в том числе Ермаковское, Оротское, Аунинское, Амандакское, Бутуйское, Урминское, Верхне-Джалирское. К этой же зоне тяготеют Жарчихинское и Ингурское месторождения, в которых берилль присутствует в качестве второстепенного элемента, а также Олекминское, Восточное, Юбилейное редкometальные рудопроявления (см. рис. 7.1).

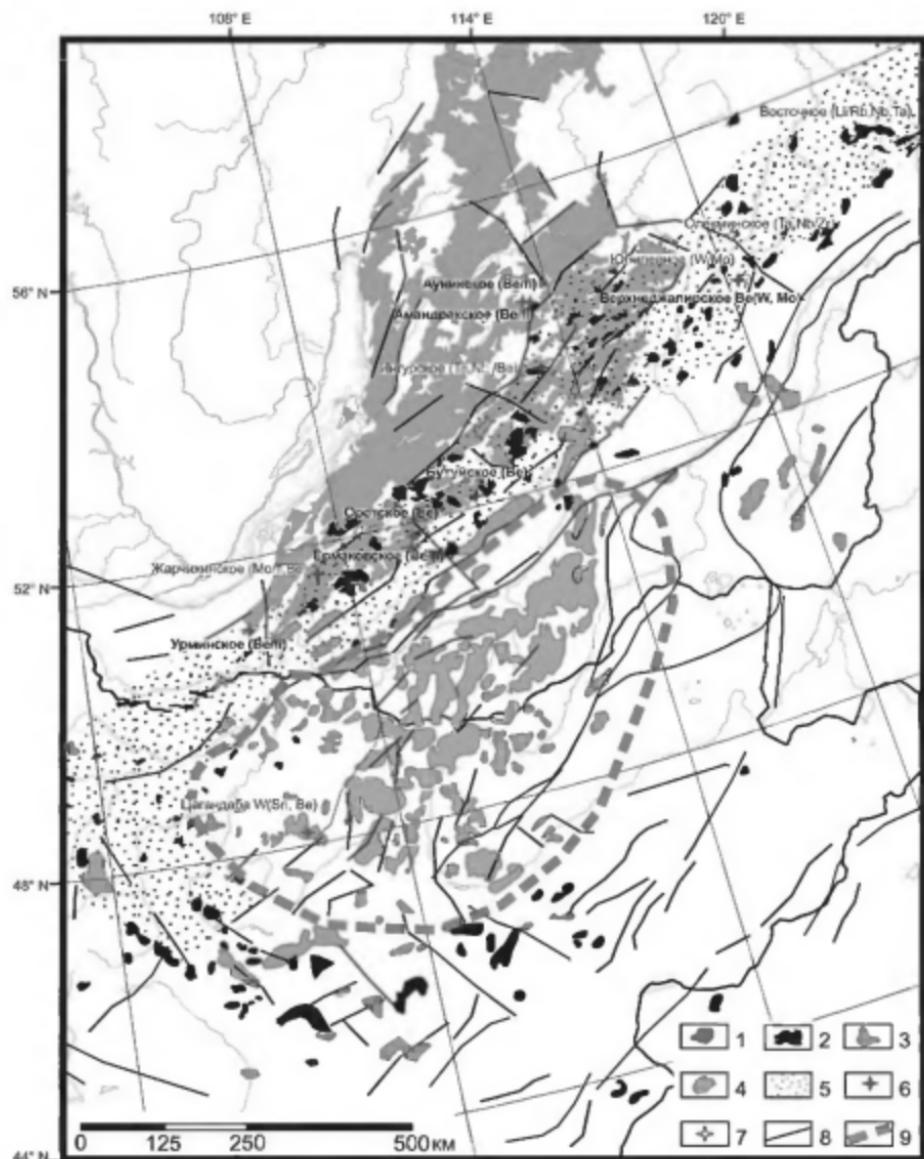


Рис. 7.1. Схема расположения раннемезозойских магматических комплексов и связанного с ними редкометального оруденения в пределах Западно-Забайкальской рифтовой зоны.

1 – гранитоиды Ангаро-Витимского батолита; 2–4 – магматические ассоциации триаса, начала юры: 2 – щелочные граниты, 3 – рифтогенные вулканические ассоциации, 4 – гранитоиды Хентей-Даурского батолита; 5 – раннемезозойская Западно-Забайкальская рифтовая зона; 6,7 – раннемезозойские месторождения и рудопроявления: 6 – бериллий, 7 – редкometальных и редкоземельных элементов; 8 – разломы; 9 – батолитовое ядро зонального ареала

Следует отметить, что в раннем мезозое в пределах этой пограничной зоны рифтогенные процессы сопровождались образованием линейной системы грабенов и магматизмом с образованием бимодальных базальт-трахириолит-пантеллеритовых вулканических и щелочно-гранитоидных ассоциаций [Ярмолюк и др., 2001, 2002, 2013; Воронцов и др., 2007]. Особенности распространения и локализации подобных магматических комплексов хорошо видны на примере районов Ермаковского и Оротского месторождений (рис. 7.2). Здесь в пределах хребта Цаган-Хуртей и по обрамлению Кижингинской впадины наблюдаются фрагменты вулканических толщ цаган-хунтейской свиты большой мощности (более 2000 м), которые локализуются в пределах линейно вытянутых вулканических полей, ограниченных разломами, что является типичным для грабеновых структур. Возраст цаган-хунтейской трахибазальт-пантеллеритовой серии, по данным Rb-Sr метода, составляет 225–209 млн лет [Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2002; Воронцов и др., 2004, 2007; Litvinovsky et al., 2011]. Местами, например, в непосредственной близости от Ермаковского месторождения, с этими структурами сопряжены продольные пояса даек щелочногранитного, сиенитового и базальтового состава, являющиеся показателями режима латерального растяжения в период магматической активности (см. рис. 7.2). Эти данные позволили сделать вывод о накоплении, по крайней мере, вулканических продуктов в пределах грабенов в процессе их образования в условиях рифтинга и раскалывания литосферы вплоть до истечения базальтовых расплавов повышенной щелочности. Все это позволяет предполагать, что в пределах рассматриваемого района существовали по крайней мере два грабена – Кижингинский и Цаган-Хуртейский. На основании данных о вещественном составе раннемезозойских вулканических ассоциаций, об их связи с грабенами, с дайковыми поясами и с массивами щелочных гранитов была выделена раннемезозойская Западно-Забайкальская рифтовая зона [Ярмолюк и др., 2001]. В современной структуре региона она представляет собой относительно узкую (до 120 км) полосу выходов комплексов щелочно-салических пород и контролирующих их распределение грабенов (см. рис. 7.1), которая протянулась в северо-восточном направлении более, чем на 1000 км от Витимского плоскогорья на востоке через бассейны рек Селенга, Уда, Тугнуй, Хилок до бассейна р. Джиды на западе. Возраст рифтовой зоны, определенный на основании данных о времени проявления бимодального и щелочно-салического магматизма, в частности, образования щелочных гранитов малокундайского комплекса, варьирует в интервале между 230 и 210 млн лет назад [Ярмолюк и др., 2001, 2002; Литвиновский и др., 2001; Litvinovsky et al., 2011]. По данным геохимических и изотопных исследований [Коваленко и др., 2003б; Ярмолюк и др., 2001, 2002] была показана связь магматизма зоны с обогащенным мантийным источником (комбинация PREMA и EMII) и сделан вывод о ее формировании в результате воздействия мантийного плутона [Коваленко и др., 2003б; Ярмолюк и др., 2002, 2013; Воронцов и др., 2004, 2007].

Очевидно, что бериллиевые месторождения Забайкалья: Ермаковское, Оротское, Аунукское и Амандакское как по структурной позиции и времени своего формирования, так и по связи со щелочными гранитоидами малокундайского комплекса и вулканитами цаган-хунтейской свитой должны рассма-

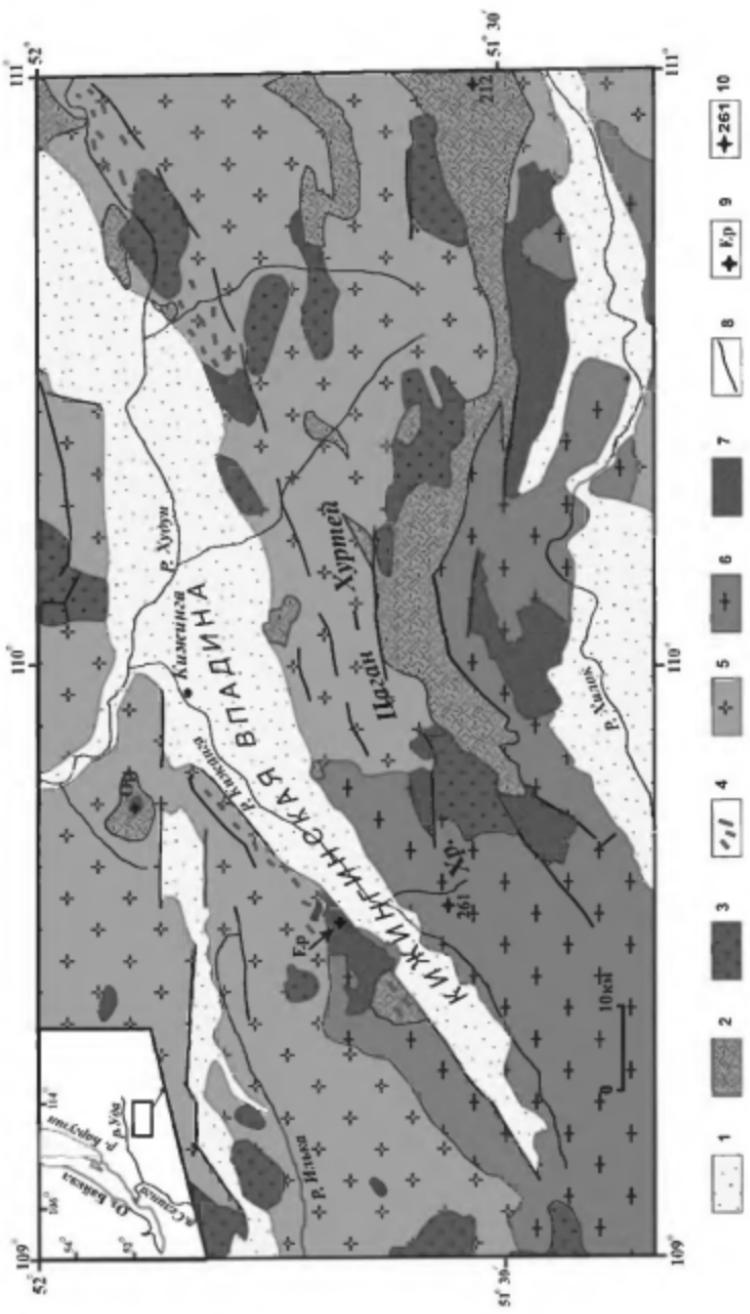


Рис. 7.2. Схема геологического строения Ермаковского и Оротского месторождений.
 1 – постмелозойские – кайнозойские вулканическо-осадочные образования; 2–4 – магматические породы раннего мезозоя: 2 – базальты, трахириолиты, комендиты паган-хуртейской свиты, 3 – гранитоны малокулнай-лейкского комплекса, 4 – дайки базитов, сиенитов, трахириолитов; 5, 6 – палеосойские граниты; 5 – нормальные граниты, 6 – гнейсоподобные граниты, сиениты и габбророды; 7 – осадочно-метаморфические образования зун-муринской свиты; 8 – разломы; 9 – места отбора проб для геотронологического датирования и возраста в млн лет

триваться в связи с развитием этой рифтовой зоны. Рудоносная рифтогенетическая магматическая ассоциация, как и проявления рифтогенного магматизма на других участках рифтовой зоны, включает не только щелочные гранитоиды, но и всю гамму пород – от гиперстен-нормативных базитов через сиениты до гранитов. Синхронность образования разных по составу пород этой ассоциации, например, в районе Ермаковского месторождения, и закономерные тренды поведения петрогенных и редких элементов в них свидетельствуют о генетической связи всех этих пород и о формировании их из единого источника. Судя по наличию базитов в ассоциации с сиенитами и щелочными гранитами, источник этот был мантийным. Некоторый рост первичного отношения ($^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$)₀ при переходе от базитов через сиениты до щелочных гранитов, скорее всего, связан с ассимиляцией некоторого количества корового материала мантийными магмами при их внедрении (по модели AFC [DePaolo, 1981]).

7.3. Тектоническая и геодинамическая позиция Ермаковского месторождения

В раннем мезозое в пределах Центральной Азии помимо Западно-Забайкальской рифтовой зоны (ЗЗРЗ) возник еще ряд рифтовых зон, связанных с последней общей принадлежностью к зональному Монголо-Забайкальскому зональному магматическому ареалу [Ярмолюк и др., 2000, 2003, 2013]. Однако бериллиевая минерализация проявилась только в ЗЗРЗ. Спрашивается, что же отличает эту зону от других и что определило ее металлогеническую специализацию. Мы рассмотрим этот вопрос с учетом общей геологической эволюции территории рифтовой зоны. На рисунке 7.3 приведена схема строения территории Западного Забайкалья.

Выше уже отмечалось, что Ве-металлогеническая провинция приурочена к Западно-Забайкальской рифтовой зоне, положение которой контролируется сутурной границей между Еравнинским и Яблоновым террейнами. Еравнинский террейн совместно с Ольхонским островодужным и докембрийским Баргузинским террейнами является частью каледонского складчатого пояса ЦАСП, который был сформирован в ходе каледонской аккреции в интервале 500–480 млн лет [Kovalenko et al., 2004]. Подобно породам ряда других зон развития каледонид в пределах ЦАСП, породы Еравнинского террейна, судя по всему, не подвергались глубокому метаморфизму в ходе аккреции. Слабая тектоническая активность Еравнинского террейна, по-видимому, продолжалась вплоть до позднего палеозоя, что хорошо увязывается с существованием в его пределах Икат-Богдаринского герцинского прогиба, закрытие которого произошло лишь в раннем карбоне [Руженцев и др., 2005].

С юга Еравнинский террейн обрамляется Яблоновым и Хентей-Даурским террейнами, которые отделили его от Монголо-Охотской зоны, развивавшейся в режиме морского бассейна вплоть до начала позднего мезозоя [Зорин и др., 1994, 2009; Диденко и др., 2010]. Яблоновый (или Селенгинско-Становой) террейн сложен в основном докембрийскими метаморфическими комплексами

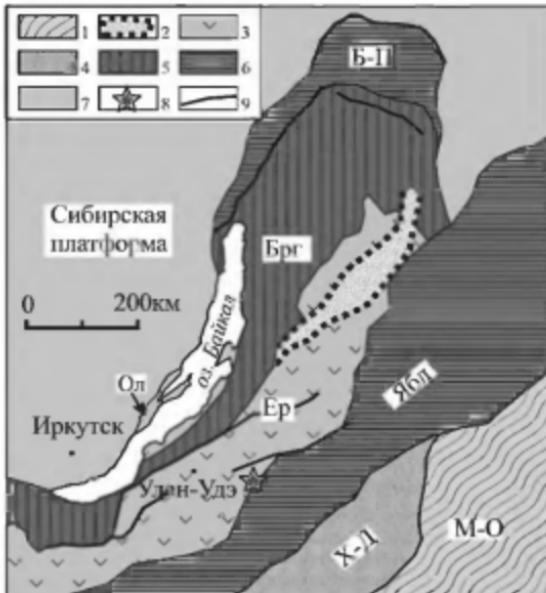


Рис. 7.3. Схема тектонического строения Западного Забайкалья и местоположение Ермаковского месторождения (составлена на основе карты магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР м-ба 1:1500 000 [Абрамович и др., 1988]).
1 – Монголо-Охотский мезозойский морской прогиб; 2 – Икат-Богдаринский герцинский прогиб; 3 – каледонские островодужные зоны (террейны); 4 – островодужные комплексы палеозоя; 5 – докембрийские комплексы Баргузинского террейна; 6 – докембрийские метаморфические комплексы; 7 – Сибирская платформа; 8 – Ермаковское месторождение; 9 – разломы.

Террейны: Б-П – Байкало-Патомский, Брг – Баргузинский, Ол – Ольхонский, Ер – Еравнинский, Ябл – Яблоновый, Х-Д – Хентей-Даурский, М-О – Монголо-Охотской зоны

сами [Руженцев и др., 2009] и характеризуется отсутствием среднепалеозойских магматических образований. Вследствие этого считается, что его присоединение к Еравнинскому террейну произошло лишь в карбоне [Парfenov и др., 1996]. Хентей-Даурский террейн сложен глубокометаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами венда–кембрия, прорывается раннепалеозойскими интрузивными породами и поэтому рассматривается как раннепалеозойский островодужный террейн [Зорин и др., 1994]. В южной его части развиты комплексы девонского аккреционного клина, а также ранне-среднекарбоновые отложения глубоководного желоба [Гордиенко и др., 2010]. Сопряженная с этим желобом магматическая дуга маркируется зоной развития карбоновых известково-щелочных гранитов и гранодиоритов в северной части террейна [Зорин и др., 1994]. Субдукция со стороны Монголо-Охотского океана под Хентей-Даурский террейн завершилась в перми и привела к образованию вдоль границы с Монголо-Охотским бассейном краевого Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса. Он включает разные

магматические комплексы, в частности, те, которые входят в состав ермаковской дорудной магматической ассоциации.

Таким образом, формирование структуры континентальной части Западного Забайкалья, начавшееся в ходе каледонской аккреции (рис. 7.4а), завершилось в связи с герцинским тектогенезом, приведшим к закрытию Икат-Багдаринского прогиба, а также к аккреции Яблонового и Хентей-Даурского террейнов к раннепалеозойским структурам Сибирского палеоконтинента (рис. 7.4б).

В конце карбона Сибирский континент своей южной (в современных координатах) окраиной перекрыл горячую точку мантии, существовавшую в Палео-Азиатском океане [Ярмолюк и др., 2000; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Kuzmin et al., 2010]. Воздействие мантийного плутония на литосферу активной континентальной окраины привело в конце карбона—начале перми к формированию в ее пределах крупного зонального Баргузинского магматического ареала (рис. 7.5) с Ангаро-Витимским батолитом в центре и рифтовыми зонами по периферии.

Ангаро-Витимский батолит является одним из крупнейших в мире и сложен комплексами гранитоидов известково-щелочной и субщелочной петрохимических серий. В ряде участков батолита сохранились комплексы активной континентальной окраины, представленные гранитоидами возрастного диапазона 340–320 млн лет [Ярмолюк и др., 1997а; Цыганков и др., 2007]. Они иногда входят в состав батолита, но их образование произошло раньше и было связано с конвергентными процессами, которые коррелируются со складчатыми деформациями и покровообразованием в Икат-Багдаринском прогибе (рис. 7.4б), формированием Селенгино-Витимского краевого пояса, а также с образованием ремобилизованных гранито-гнейсов в Малханском хребте [Козубова, 1960; Миркина и др., 1980].

Формирование зонального магматического ареала, включая собственно Ангаро-Витимский батолит, произошло в интервале 310–275 млн лет назад (рис. 7.4в) [Ярмолюк и др., 2013; Ковач и др., 2012]. Оно протекало при активном участии внутриплитных процессов, инициированных мантийным плутонием. Следы последнего зафиксированы по всей территории зонального ареала, в том числе в его батолитовой части, где присутствуют многочисленные тела синплутонических щелочных габброидов [Литвиновский и др., 1994; Ярмолюк и др., 1997]. В периферической части ареала образовались рифтовые зоны, трассируемые выходами щелочных пород. Среди них одной из наиболее крупных является Удино-Витимская рифтовая зона, позиция которой совпада с сутурной зоной между Еравнинским и Яблоновым террейнами. Эта зона характеризуется развитием грабенов, выполненных вулканическими ассоциациями пород повышенной щелочности, и трассируется поясами даек комендитов и базальтов [Шадаев и др., 2005; Хубанов и др., 2012], а также рядом крупных раннепермских массивов щелочных гранитов, в том числе Брянским, Хоринским и Верхне-Маргентуйским [Litvinovsky et al., 2011]. Со становлением Баргузинского зонального магматического ареала были связаны процессы регионального температурного прогрева, с которым мы связываем нарушение Rb-Sr системы в породах, образовавшихся до пермского этапа развития территории, в том числе в породах дорудного комплекса на Ермаковском месторождении. К

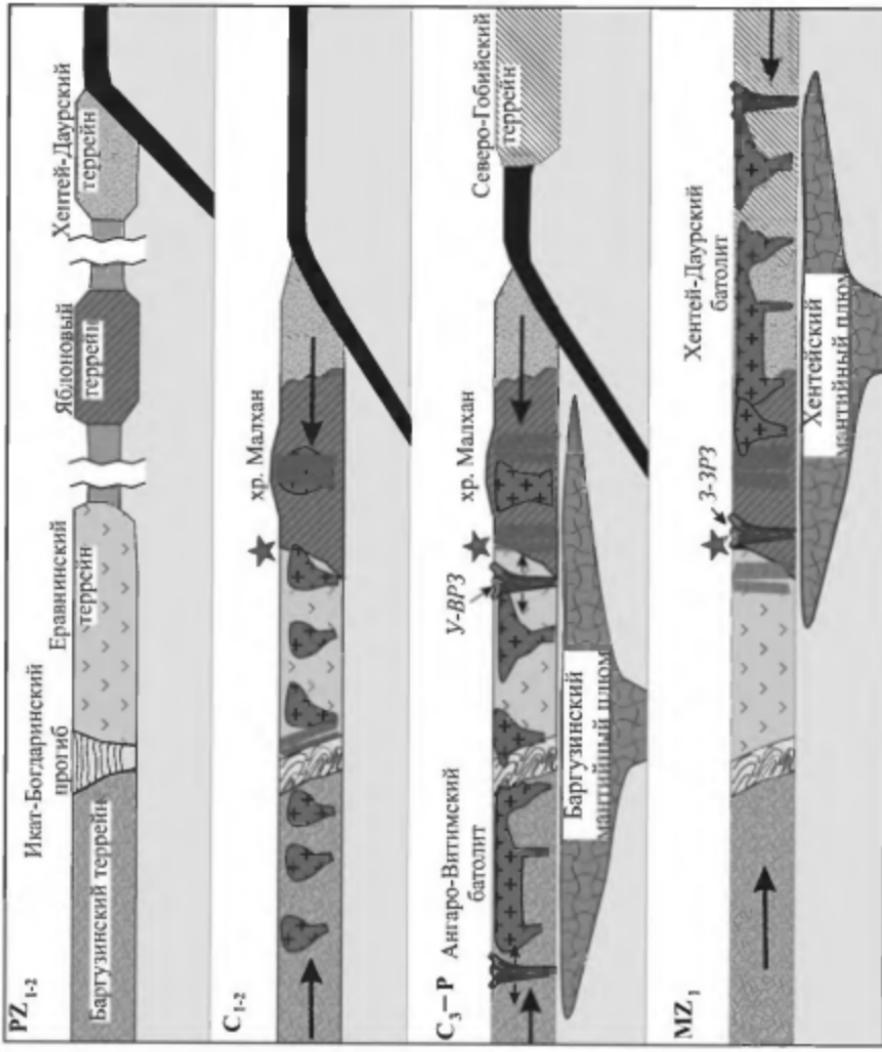


Рис. 7.4. Этапы формирования структуры территории Западного Забайкалья, по [Лыхин и др., 2010б].

1 – рифтовые зоны; 2 – массивные гранитоиды; 3 – зоны метаморфизма; 4 – стрессовые воздейстия; 5 – Ермаковское месторождение.

Рифтовые зоны: У-ВРЗ – УдиноВитимская, З-ЗРЗ – Западно-Забайкальская.

магматическим породам этой эпохи, по-видимому, следует отнести керсаниты Ауникского месторождения, которые по возрасту и составу сходны с синплутоническими базитовыми интрузиями в пределах зонального магматического ареала.

Следующая крупная вспышка эндогенной активности в регионе отмечена в конце перми–начале триаса и была связана с закрытием остаточных морских бассейнов в пределах Хэнтейской части Монголо-Охотского океана [Коваленко и др., 2004; Руженцев и др., 2009], которое произошло в результате столкновения южного (Северо-Гобийского) и северного (Забайкальского) его бортов. Следы этой коллизии запечатлены в проявлениях магматизма, характерного для конвергентных границ, которые сформировали магматический пояс по

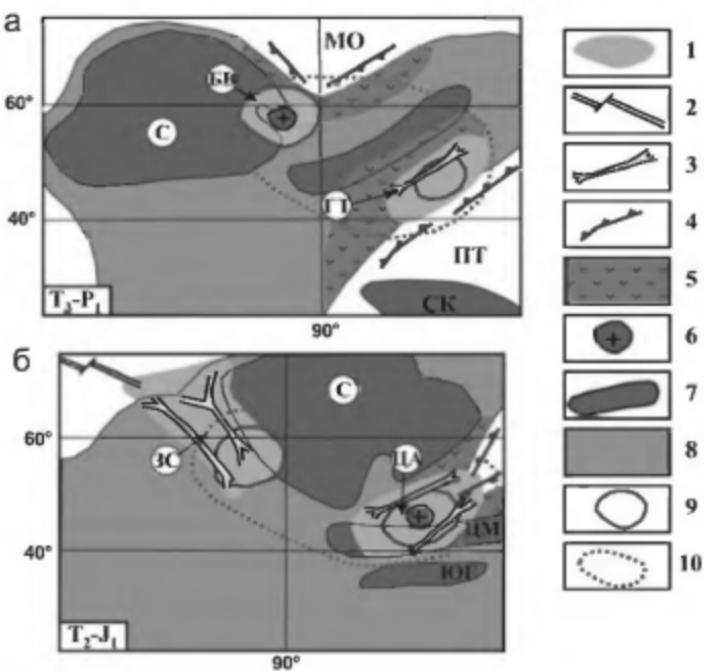


Рис. 7.5. Реконструкция процессов взаимодействия Сибирского кратона и его складчатого обрамления с Азиатским полем мантийных плумов.

а – в позднем карбоне-ранней перми; б – в среднем триасе-ранней юре, по [Ярмолюк и др., 2006].

1 – зона действия проекции мантийных плумов, 2 – спрединговые зоны, 3 – континентальные рифтовые зоны, 4 – зоны поглощения оксанических плит, 5 – активные континентальные окраины, 6 – гранитные батолиты, 7 – докембрийские блоки, 8 – континентальные территории, 9 – зона действия Сибирского плума, 10 – границы Азиатского суперплума. Континентальные блоки и морские прогибы: С – Сибирский, ЦМ – Центрально-Монгольский, ЮГ – Южно-Гобийский, СК – Северо-Китайский, ПТ – Палеотетис. Внутриплитные области: БВ – Баргузино-Витимская, ГТ – Гоби-Тяньшанская, ЗС – Западно-Сибирская, ЦА – Центрально-Азиатская

северному обрамлению Хентейского прогиба. Возраст этих событий оценивается в интервале 260–230 млн лет [Яшина, Матреницкий, 1979]. В пределах рассмотренных нами районов с этими процессами сопоставляется образование в районе Ермаковского месторождения гнейсовидных гранитов заганского комплекса возрастом 261±5 млн лет [Лыхин и др., 2001].

В ходе закрытия Монголо-Охотского пояса произошло перекрытие мантийного плюма [Ярмолюк и др., 2001; Коваленко и др., 2003а]. Следствием этого стало образование зонального Монголо-Забайкальского магматического ареала, в центре которого расположен Хентей-Даурский батолит (рис. 7.4г), по периферии развиты грабены, бимодальные магматические ассоциации и массивы щелочных гранитов [Ярмолюк и др., 2001, 2002, 2013; Коваленко и др., 2003]. Формирование зонального ареала продолжалось в интервале 230–200 млн лет [Ярмолюк и др., 2002; Коваленко и др., 2003].

В периферической области Монголо-Забайкальского магматического ареала выделяются три зоны. Из них северная и наиболее протяженная отвечает Западно-Забайкальской рифтовой зоне (ЗЗРЗ) [Лыхин и др., 2001; Воронцов и др., 2007], южная Северо-Гобийской, а в западной развиты структуры Хархоринской зоны [Ярмолюк и др., 2000, 2002, 2013]. Магматизм в периферических и центральных участках зонального ареала протекал синхронно при непременном участии мантийных расплавов. Об этом свидетельствуют существенно базальтовые и бимодальные базальт-комендитовые ассоциации пород, слагающие периферическую часть зонального ареала, зоны и синплутонические интрузии в пределах батолитового ядра. С мантийными источниками связывается также образование щелочных гранитов, пантеллеритов и комендитов в составе бимодальных ассоциаций. Сделанные выводы были обоснованы изотопными и геохимическими данными, которые свидетельствуют также о наличии в мантийных магмах определенной доли корового материала [Ярмолюк и др., 2002, Коваленко и др., 2003а].

Все вышесказанное позволяет, на наш взгляд, рассмотреть особенности Западно-Забайкальской рифтовой зоны, отличающие ее от других одновозрастных рифтовых зон, и факторы, определяющие ее металлогеническую специализацию. Своеобразие и отличие этой зоны от других рифтовых структур Монголо-Забайкальского магматического пояса заключается, прежде всего, в том, что слагающие его отложения долгое время подвергались термальной переработке, инициированной мантийными плюмами. Это хорошо видно на схеме (см. рис. 7.1), в соответствии с которой территория рифтовой зоны (соответственно и ее отложения) на протяжении позднего палеозоя и раннего мезозоя дважды на длительное время становилась объектом воздействия мантийных плюмов. В позднем карбоне–ранней перми это была Удино-Витимская периферическая часть Баргузинской рифтовой области, формирование которой было связано с активностью Баргузинского (Сибирского) мантийного плюма [Kuzmin et al., 2010]. В раннем мезозое эта территория была вновь вовлечена в процессы рифтогенеза, которые сопровождали становление Монголо-Забайкальского зонального магматического ареала, сформированного под воздействием Монгольского мантийного плюма [Kuzmin et al., 2010]. В результате этих процессов произошло образование раннемезозойской Западно-

Забайкальской рифтовой зоны. Следует отметить, что и позднее, уже в позднем мезозое и кайнозое, в пределах этой территории также протекали процессы внутрив плитной активности [Ярмолюк и др., 2000а-с; Иванов и др., 2000; Воронцов и др., 2007], в результате которых сформировалась позднемезозойская–кайнозойская Западно-Забайкальская рифтовая зона.

Столь специфическая реакция территории на подлитосферные процессы определяется ее приуроченностью к крупному расколу литосферы, представленному сутурной границей между Еравнинским и Яблоновым террейнами. Регулярность проявлений процессов растяжения (рифтогенеза) в зоне этого раскола позволяет предполагать существование в основании его астеносферной «ловушки», где концентрировались подлитосферные процессы, с которыми связана переработка осадочного вещества. В этом состоит принципиальное отличие раннемезозойской Западно-Забайкальской рифтовой зоны от прочих рифтовых зон Монголо-Забайкальского зонального ареала. Мы полагаем, что термальная переработка осадочного вещества и связанная с этим его дифференциация, с одной стороны, и тектонические условия, способствовавшие не только глубокому фракционированию мантийных магм, но и их взаимодействию с переработанным веществом коры, с другой, стали теми основными факторами, которые определили металлогеническое своеобразие Западно-Забайкальской раннемезозойской рифтовой зоны.

Заключение

Проведенные исследования позволяют предложить следующую модель формирования Ермаковского месторождения.

1. Рудообразование на месторождении связано с эволюцией щелочно-гранитондного расплава, в результате чего образовались лейкограниты массива «Шток». Об этом свидетельствуют: синхронность образования рудных тел и пород массива, их пространственная близость, соотношения изотопов стронция и неодима, геохимические особенности руд и гранитов.

2. Щелочно-гранитные расплавы, по данным изотопных исследований, являлись производными мантийных базитовых магм, которые взаимодействовали с вмещающими породами коры. В результате фракционной кристаллизации щелочно-гранитной магмы расплавы обогащались фтором и редкими элементами, в том числе бериллием, несмотря на то, что он является типичным коровым элементом.

3. Формирование оруденения обусловлено взаимодействием производных щелочно-гранитных магм с вмещающими породами, о чем свидетельствуют как геологические соотношения между синрудными магматическими породами, вмещающими отложениями и собственно рудами, так и вариации их изотопных и геохимических параметров.

4. Рудная специализация магм месторождения, а также щелочно-гранитондного магматизма Западно-Забайкальской рифтовой зоны, по-видимому, определялась особенностями геологического развития территории. Можно полагать, что в результате неоднократного ее вовлечения в сферу воздействия мантийных плюмов в литосфере рифтовой зоны образовались магматические расплавы, определившие редкометальную бериллиевую специализацию продуктов их плавления.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-05-02080), Программы ОНЗ РАН №2 и Программы Президиума РАН №3.

Литература

Абрамович Г.А., Митрофанов Г.Л., Поляков Г.В., Хренов П.М. Карта магматических формаций юга Восточной Сибири и северной части МНР. М-6 1:1500000 // Л.: ВСЕГЕИ 1988.

Аристов В.А., Катюха Ю.П., Минина О.Р., Руженцев С.В. Новые данные по стратиграфии палеозоя Витимского плоскогорья (Западное Забайкалье) // Вестн. Воронеж. ун-та. Сер. геол. 2005. № 4. С 52–59.

Беличенко В.Г., Комаров Ю.В., Мусин Ю.Б. и др. Геолого-петрографический очерк южной окраины Витимского плоскогорья (Северо-Западное Забайкалье) // М.: Изд-во АН СССР, 1962. 168 с.

Беличенко В.Г., Скляров Е.В., Добрецов Н.Л., Томуртогоо О. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. С. 29–40.

Беус А.А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений // М.: Изд-во АН СССР, 1960. С.

Беус А.А. Распределение бериллия в гранитах // Геохимия. 1961. № 5.

Беус А.А., Диков Ю.П. Геохимия бериллия в процессах эндогенного минералообразования // М.: Недра, 1967. С.

Бибикова Е.В., Кирнозова Т.И., Макаров В.А. Возрастные рубежи в эволюции шарыкшалтайского комплекса Прибайкалья (U-Pb система цирконов), геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления // Л.: Наука, 1990. С. 162–170.

Бибикова Е.В., Гаврикова С.Н., Федчук В.Я. и др. Раннепротерозойский возраст гранулитовых пород юга Становика (по данным U-Pb-метода по цирконам) // Геохимия. 1993. № 10. С. 1428–1438.

Богатиков О.А. Петрология и металлогенез габбро-сиенитовых комплексов Алтая-Саянской области // М.: Наука, 1966. С.

Булгатов А.Н., Гордиенко И.В., Зайцев П.Ф., Турунхаев В.И. Геодинамическая карта Байкальского региона и сопредельных территорий // Масштаб 1:2 000 000. 2003.

Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья // Новосибирск: Наука, 1976. 128 с.

Булнаев К.Б. Генезис флюорит-берtrandит-фенакитовых месторождений // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 2. С. 147–156.

Булнаев К.Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 4. С. 320–334.

Будников С.В., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Новые данные о возрасте Баргузинского гранитоидного комплекса Ангаро-Витимского батолита // Докл. РАН. 1995. Т. 344. № 3. С. 377–380.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Байкин Д.Н. Строение и состав раннемезозойской серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): Геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.

Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Лыхин Д.А. и др. Источники магматизма и геодинамика формирования раннемезозойской Северно-Монгольской – Западно-Забайкальской рифтовой зоны // Петрология. 2007. № 1. С. 37–60.

Гальченко В.И., Булнаев К.Б. Условия локализации и особенности генезиса одного из редкометально-флюоритовых месторождений Забайкалья // Минералог.-петрографические очерки Забайкалья. Улан-Удэ. 1968. С. 112–123.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 // Серия Западно-Забайкальская. Лист N-49-ХVIII. Л.: Недра, 1965.

Геологическая карта масштаба 1:50 000. Листы М-49-3-Г (б, г), 4-В, 15-Б (б) и 16-А (а, б) // Л.: ВСЕГЕИ, 1968.

Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 // Серия Западно-Забайкальская. Лист N-49-П. Л.: ВСЕГЕИ, 1975.

Геологическая карта Бурятской АССР масштаба 1: 500 000 на 15 листах // Под ред. П.И. Шобогорова. Л.: ВСЕГЕИ, 1977.

Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Берtrandит-фенакитовые месторождения – новый тип бериллиевого сырья // Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. 1965. 170 с.

Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И. Генетические особенности флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3–10.

Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. и др. Генетические типы гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1975. 274 с.

Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1977. 230 с.

Говоров И.Н. Особенности минералогии и генезиса оловянно-бериллиево-флюоритовых месторождений Дальнего Востока. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1958. № 1. С. 117–121.

Говоров И.Н. Грейзенезация известняков и интрудирующих их гранитов // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 522–630.

Гордиенко И.В. Палеозойский магматизм и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Наука, 1987. С. 185–189.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозойск складчатого обрамления Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2006. Т. 47 № 1. С. 53–70.

Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р. История развития Удино-Витимской островодужной системы Забайкальского сектора палеозойского океана в позднем рифе-палеозое // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 589–614.

Горохов М.И. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.

Гусев Г.С., Хайн В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг средней Сибири) // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.

Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Особенности формирования разнотипной прожилковой бериллиевой минерализации на Ермаковском месторождении (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 8. С. 43–55.

Дамдинова Л.Б., Рейф Ф.Г. Происхождение кварц-флюоритовой залежи с низким содержанием бериллия на Ермаковском месторождении богатых F-BE руд // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 11. С. 1054–1097.

Диденко А.Н., Каппун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шеевиченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

Заболотная Н.П. Месторождения бериллия // Рудные месторождения СССР. М.: Недра, 1974. С. 303–353.

Заболотная Н.П., Новикова М.И. Диккит-берtrandитовая минерализация в суббэфузивных породах мезозойской зоны активизации одного из районов Сибири // Минералогия рудных месторождений. М.: Наука, 1983. С. 13–18.

Заболотная Н.П., Куприянова И.И., Бескин С.М. Месторождения бериллия // Геологическое строение и минералогия СССР. Т. 10. Кн. 2 – Л.: Недра, 1988. С. 302–308.

Заневлевич А.Н., Литвиновский Б.А., Андреев Г.В. Монголо-Забайкальская щелочногранитная провинция. М.: Наука, 1985. 231 с.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7/8. С. 94–110.

Зорин Ю.А., Скляров Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга – задутовый бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе – раннем палеозое // Геология и геофизика. 2009. Т. 50 № 3. С. 209–226.

Иванов В.Г., Ярмолюк В.В., Антилин В.С. и др. Внутриплитный магматизм как индикатор процессов образования Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 4. С. 557–563.

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. М.: Недра, 1997. 248 с.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Корообразующие процессы и структура коры и мантии при формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса: Sm-Nd изотопные данные // Геотектоника. 1999. № 3. С. 21–41.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождение раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: петрология и геохимия // Петрология. 2003а. Т. 11. № 3. С. 227–254.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Магматизм и геодинамика раннекаледонских структур Центрально-Азиатского складчатого пояса (изотопные и геологические данные) // Геология и геофизика. 2003б. Т. 44. № 12. С. 1280–1293.

Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Ковач В.П. и др. Вариации источников магм щелочных гранитоидов и связанных с ними пород Халдзан-Бургейской группы

массивов (Западная Монголия) по изотопным (неодим, стронций, кислород) и геохимическим данным // Петрология. 2004. Т. 12. № 6. С. 563–585.

Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Рыцк Е.Ю. и др. Длительность формирования Ангаро-Витимского батолита: результаты геохронологических U-Pb исследований // Докл. РАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 184–189.

Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст метаморфизма кристаллических комплексов Тувино-Монгольского массива: результаты U-Pb геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 2. С. 174–190.

Козубова Л.А. Гранитоиды Малханского хребта и принцип их расчленения // Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ. 1960. С. 41–48.

Козловский А.М., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Наумов В.Б. Пантеллеритовые расплавы хребта Тост в Южной Монголии: химический состав, элементы-примеси и летучие компоненты (данные изучения расплавных включений) // Петрология. 2005. Т. 13. № 1. С. 19–40.

Комарова Г.Н., Аракелянц М.А., Волков В.Н. О времени формирования метасоматитов и гранитов одного из редкометально-флюоритовых месторождений Сибири // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 95–99.

Косалс Я.А., Дмитриева А.Н., Архипчук Р.З. и др. Последовательность и температурные условия формирования флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Геология и геофизика. 1978. № 4. С. 42–53.

Костицын Ю.А. Rb-Sr изотопная система в гранитах Алтынтау (Центральные Кызылкумы): Открытая в породах и закрытая в полевых шпатах // Геохимия. 1991. № 10. С. 1437–1443.

Костицын Ю.А. Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12. № 5 С. 451–466.

Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Резницик Л.Е. и др. О возрасте метаморфизма Слюдянского кристаллического комплекса (Южное Прибайкалье): Результаты геохронологических исследований гранитоидов // Петрология. 1997. Т. 5. № 4. С. 380–393.

Куприянова И.И. Зависимость парагенезисов бериллиевых минералов от температуры и активности некоторых компонентов // Докл. АН СССР. 1982. Т. 266. № 3. С. 714–718.

Куприянова И.И., Новикова М.И., Шпанов Е.П. Перспективы развития сырьевой базы бериллиевых руд в России // Разведка и охрана недр. 1994. № 3. С. 13–14.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Новикова М.И., Журкова З.А. Бериллий России: состояние, проблемы развития и освоения минерально-сырьевой базы. М.: ГеоИнформмарк, 1996. 40 с.

Куприянова И.И., Шпанов, Е.П., Скоробогатова Н.В. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение – уникальный минералогический памятник природы // Разведка и охрана недр. 2006. С. 20–26.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). М.: ВИМС, 2009. 309 с.

Куприянова И.И., Шпанов Е.П. Бериллиевые месторождения России. М.: ВИМС, 2011. 353 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н. Палеозойский гранитоидный магматизм Западного Забайкалья // Новосибирск: Наука, 1976. 139 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов Тындинско-Бакаранского комплекса Удско-Зейского магматического пояса // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 3. С. 314–319.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный Плутон // Новосибирск: Наука, 1992. 141 с.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Уюхем С.М. Ангаро-Витимский батолит, Забайкалье: строение, петрология, модель формирования // Геология и геофизика. 1994. № 7/8. С. 217–232.

Литвиновский Б.А., Порохов В.Ф., Занвилевич А.Н. Необычные Rb-Sr данные о возрасте двух эталонных щелочногранитоидных массивов Забайкалья // Геология и геофизика. 1995. № 12. С. 65–73.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А. и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитной провинции: данные изотопно-geoхимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–455.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 44. № 1. С. 52–70.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. Rb-Sr возраст и источники магм раннемезозойской бериллиевой провинции Центральной Азии (на примере Оротского месторождения) // Докл. РАН. 2002. Т. 385. № 4. С. 529–532.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Рипп Г.С. Возраст рудоносного магматизма Аунинского месторождения Западно-Забайкальской бериллиеносной металлогенической провинции // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 2. С. 230–234.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Возраст, состав и источники рудоносного магматизма Оротского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 128–146.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010а. Т. 52. № 2. С. 126–152.

Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Изотопно-geoхимические параметры и источники бериллиеносных гранитоидов и других пород на примере Ермаковского месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудных месторождений. 2010б. Т. 52. № 4. С. 321–336.

Лыхин Д.А., Ярмолюк В.В. Магматизм и условия формирования Урминского гельвин-берtrandитового месторождения (Западно-Забайкальская бериллиеносная провинция) // Геология рудных месторождений. 2014. Т. 56. № 4. С. 317–338.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

Маркина Н.А. К проблеме происхождения Ангаро-Витимского батолита (опыт сравнительного анализа Витимского и Заганского комплексов) // ВЕСТНИК ВГУ. 2004. С. 93–103.

Минина О.Р., Руженцев С.В., Аристов В.А. и др. Геология Багдаринского района (Витимское нагорье, Забайкалье). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2006. Т. 2. С. 31–34.

Минина О.Р., Филимонов А.В., Савченко А.А., Катюха Ю.П. Средний–верхний палеозой Западного Забайкалья: проблемы выделения и биостратиграфии. Проблемы геологической и минерагенической корреляции в сопредельных территориях России, Китая и Монголии // Труды VII Международного симпозиума (22–24 мая 2007 г.). Чита. Изд-во ЗабГПИУ, 2007. С. 45–48.

Миркина С.Л., Чухонин А.П., Козубова Л.А. Время формирования и последующего преобразования Малханского комплекса гранитов Забайкалья по данным свинцового метода // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. С. 191–

Митрофанов Г.П., Митрофанова Н.Н. Новая зона развития офиолитовой ассоциации пород на Витимском плоскогорье и ее значение в тектонике и металлогении // Магматизм и метаморфизм зоны БАМ и их роль в формировании полезных ископаемых. Новосибирск. Наука, 1983. С. 60–63.

Мурина Г.А., Шергина Ю.П., Лебедев П.Б., Козубова Л.А. Rb-Sr возраст и geoхимические особенности интрузивного магматизма раннего этапа активизации в северо-западном Забайкалье // Геохронология гранитоидов Монголо-Охотского пояса. М.: Наука, 1980. 191 с.

Налётов П.И. Интрузивные горные породы центральной части Бурятской АССР. М.: Гостехлитиздат, 1962. 96 с.

Назарова А.С. Полевошпат-флюорит-фенакит-берtrandитовый тип месторождений // Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. 1965. С. 73–97.

Назарова А.С. К вопросу о генезисе некоторых полосчатых текстур фенакит-берtrandит-флюоритовых руд // Минеральное сырье, Вып. 15. 1968. С. 74–95.

Назарова А.С. Особенности метасоматоза во флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении // Труды минералогического музея им. А.С. Ферсмана. Вып. 19. 1969. С. 46–60.

Назарова А.С. О генетической связи бериллиевой минерализации с субщелочными гранитами // Минеральное сырье. Вып. 20. 1970. С. 50–58.

Назарова А.С. О бабеффите // Труды минералогического музея им. А.С. Ферсмана. Вып. 24. 1975. С. 191–195.

Неймарк Л.А., Рыцк Е.Ю., Ризванова Н.Г. Герцинский возраст и докембрийский коровьий протолит Баргузинских гранитов Ангаро-Витимского Батолита: U-Pb- и Sm-Nd-изотопные свидетельства // Докл. РАН. 1993. Т. 331. № 6. С. 726–729.

Некрасов Г.Е., Руженцев С.В., Пресняков С.П. и др. U-Pb SHRIMP датирование цирконов из плутонических и метаморфических пород Икат-Багдаринской и Агинской зон (Забайкалье). Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) // Материалы совещания. Иркутск. ИЗК СО РАН. 2006. Т. 2. С. 58–60.

Некрасов Г.Е., Родионов Н.В., Бережная Н.Г. и др. U-Pb возраст цирконов из плагиогранитных жил migmatизированных амфиболитов Шаманского хребта (Икат-Багдаринская зона, Витимское нагорье, Забайкалье) // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 5. С. 661–664.

Никифоров А.В., Ярмолюк В.В., Покровский Б.Г. и др. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья: минеральный, химический и изотопный (O, C, S, Sr) состав и соотношения со щелочным магматизмом // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 309–336.

Новикова М.И. Минералого-геохимические особенности Преображеновского флюорит-бериллиевого месторождения // Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ВИМС. 28 с.

Новикова М.И., Заболотная Н.П. Бериллиевые полевошпатовые метасоматиты мезозойских зон активизации // Советская Геология. № 12. 1988. С. 92–100.

Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрофикация Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114–127.

Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 459–476.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология. 1996. Т. 15. № 4. С. 3–15.

Покровский Б.Г. Коровая контаминация мантийных магм по данным изотопной геохимии // Труды ГИН РАН. Вып. 535. 2000. С. 228.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb-Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.

Пушкарёва Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Колского полуострова. Л.: Наука, 1978. 136 с.

Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Ве-носные сульфатно-фторидные рассолы – продукт дистилляции остаточных пегматитов щелочно-гранитной интрузии (Ермаковское F-Ве-месторождение, Забайкалье) // Геохимия. 1999. № 10. С. 1096–1111.

Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Несмесимые фазы гетерогенного магматического флюида, их рудная специализация и разделная миграция при формировании Ермаковского F-Ве месторождения // Докл. РАН. 2003. Т. 390. № 3. С. 386–388.

Рейф Ф.Г. Щелочные граниты и бериллиевое (фенакит-берtrandитовое) оруденение на примере Оротского и Ермаковского месторождений // Геохимия. 2008. № 3. С. 243–263.

Рипп Г.С. Ермаковское флюорит-фенакит-берtrandитовое месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геонформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 125–129.

Руб М.Г. Гранитоиды Приханкайского района и основные черты их металлоносности. М.: Наука, 1960. 358 с.

Руб М.Г., Руб А.К. Петрология редкометальных гранитов Вознесеновского рудного узла, Приморье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 43–67.

Рублёв А.Г., Козубова Л.А. О пермском возрасте щелочных интрузий кундайского комплекса в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1976. Т. 231. № 5. С. 1197–1199.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Тектоника Икат-Баргузинской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 171–196.

Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р. и др. Герцинайды Икат-Багдаринской зоны Забайкалья // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 225–228.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотского пояса) // Геотектоника. 2009. Т. № 1. С. 39–58.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Аристов В.А. и др. Геодинамика Еравнинской зоны (Удино-Витимская складчатая система Забайкалья) геологические и геохронологические данные // Докл. РАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 361–364.

Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.А. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Сальникова Е.Б., Федосеенко А.М. Возраст гнейсогранитов Гарганской «глыбы» Баргузино-Витимского супертеррейна. Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов // Материалы I междунар. геол. конф. Улан-Удэ. 2008. С. 115–123.

Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Макеев А.Ф. и др. Восточная граница Прибайкальского коллизионного пояса: геологические, геохронологические и Nd изотопные данные // Геотектоника. 2009. № 4. С. 16–26.

Рыцк Е.Ю., Макеев А.Ф., Глебовицкий В.А., Федосеенко А.М. Вендинский (590±5 млн лет) возраст падринской серии Байкало-Муйского складчатого пояса: U-Pb-данные по циркону // Докл. РАН. 2004. Т. 397. № 4. С. 517–519.

Рязанцева М.Д., Герасимов Н.С., Говоров И.Н. Рубидий-стронциевые изохронны и петрогенезис магматических пород Вознесенского рудного района (Приморье) // Тихоок. геология. 1994. № 4. С. 60–73.

Рязанцева М.Д., Куприянова И.И., Беляцкий Б.Е. и др. Возрастные и генетические соотношения магматических пород и редкометально-флюоритового оруднения Вознесеновского Рудного района (Приморье) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 5. С. 87–102.

Салоп Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. С. 516.

Семенов Е.И. Оруденение и минерализация редких земель, тория и урана (лантанидов и актинидов). М.: ГЕОС, 2001. 307 с.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа // Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 182 с.

Скрипкина В.В., Верник В.П., Рейф Л.И. и др. Новая вулканическая структура с молибденовой минерализацией в Западном Забайкалье // Докл. АН СССР. 1982. Т. 264. № 6. С. 1461–1464.

Ступак Ф.М. Новые данные по геологии, возрасту и тектонике раннемезозойских вулканических формаций Северного Забайкалья // Докл. РАН. 1999. Т. 369. № 4. С. 503–506.

Таусона Л.В. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

Таусон Л.В. Магматизм и рудообразование. М.: Наука, 1979. 36 с.

Фор Г. Основы изотопной геологии. М.: Мир, 1989. С. 590.

Хайн Е.В., Амелин Ю.В., Изох А.Э. Sm-Nd-данные о возрасте ультрабазит-базитовых комплексов в зоне обдукции Западной Монголии // Докл. РАН. 1995. Т. 341. № 6. С. 791–796.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т. Позднепалеозойская бимодальная дайковая серия Западного Забайкалья (Билютинский карьер) // Путеводитель экскурсии II Всероссийской молодежной конференции «Геология Забайкалья». Улан-Удэ: ГИН СО РАН. 2012. С. 21

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магма и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb-изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

Цыбжитов В.Ж. Новые данные о месторождениях флюорит-берtrandит-фенакитовой формации // Эволюция эндогенных процессов и оруденения в Забайкалье. Улан-Удэ. 1981. С. 110–115.

Шаев Д. Геология бериллиевых месторождений района Спер-Маунтин, штат Юта. Перевод Е. П. Малиновского // Рудные месторождения США. М.: Мир. 1973. С. 313–330.

Швадус М.И. Петрология материнских гранитоидов фтор-редкометальных месторождений Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1979. 72 с.

Шадаев М.Г., Хубанов В.Б., Порохов В.Ф. Новые данные о Rb-Sr возрасте дайковых поясов в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 723–730.

Шергина Ю.П., Матренецкий А.Т., Гарем Д. О соотношении девонского и пермского орогенного магматизма в ранних каледонидах Северной Монголии // Геология и геофизика. 1979. № 7. С. 47–54.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Котов А.Б. и др. Ангаро-Витимский батолит: к проблеме геодинамики батолитообразования в центральноазиатском складчатом поясе // Геотектоника. 1997а. № 5. С. 18–32.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997б. Т. 5. № 5. С. 451–466.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–139.

Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Иванов В.Г. и др. Эпохи бимодального и щелочногранитного магматизма в Западном Забайкалье (геохронологические данные по району Тутгуйской впадины) // Докл. РАН. 2000а. Т. 373. № 1. С. 576–579.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. 2000б. № 2. С. 43–64.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г. Позднемезозойская-кайнозойская Западно-Забайкальская внутриплитная вулканическая область (закономерности развития, магматизм и геодинамика) // Геотектоника. 2000c. № 3. С. 75–93.

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И. и др. Этапы формирования и источники щелочно-гранитного магматизма северо-монгольского-забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология. 2001. Т. 9. № 4. С. 351–380.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектономагматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика раннемезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Kovach V.P. и др. Ранние стадии формирования Палео-Азиатского океана: результаты геохронологических изотопных и геохимических исследований позднерифейских и венд-кембрийских комплексов Центрально-Азиатского складчатого комплекса // Докл. РАН. 2006. Т. 410. № 5. С. 657–662.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты–тиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 115–142.

Christiansen E.H., Burt D.M., Sheridan M.F., Wilson R.T. The Petrogenesis of Topaz Rhyolites from the Western United States // Contrib Mineral. Petrol. 1983. V. 83. P. 16–30.

DePaolo D.J. Trace element and isotopic effects on combined wallrock assimilation and fractional crystallization // Earth Planet. Sci. Lett. 1981. V. 53. P. 189–202.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // Lithos. 2012. V. 62. P. 79–97.

Eggins S.M., Woodhead J.D., Kinsley L.P.J. et al. A simple method for the precise determination of 40 trace elements in geological samples by ICP-MS using enriched isotope internal standardization // Chem. Geol. 1997. V. 134. P. 311–326.

Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sm isotopic systematics of rivers water suspended material: implications for crustal evolution // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249–265.

Jahn B.M., Litvinovsky B., Zanvilevich A.N., Reichow M. Peralkaline granitoid magmatism in the Mongolian-Transbaikalian Belt: evolution, petrogenesis and tectonic significance // Lithos. 2009. V. 113. P. 521–539.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian Mobile Belt: geological and isotopic evidence // J. Asian Earth Sci. 2004. V. 23. P. 605–627.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1973. V. 37. P. 485–494.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Ludwig K.R. ISOPLT for MS-DOS, version 2.50 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 1991a. 64p.

Ludwig K.R. Pb Dat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 1991b. 35p.

Ludwig K.R. ISOPLT Ex. Version 2.06. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkley Geochronology Center. Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisionaligneos province Transbaikalia // *Lithos*. 2011. V. 125. P. 845–874.

Mattinson J.M. A study of complex discordance in zircons using step-wise dissolution techniques // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basaltic volcanic rocks determined using trace element analysis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 19. P. 290–300.

Pearce Y.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagram for the tectonic interpretation of granitic rock // *Petrol.* 1984. V. 70. P. 956–983.

Pearce T.H., Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 121–132.

Reyf F.G. Immiscible phases of magmatic fluid and theirrelation to Be and Mo mineralization at the Yermakovka F-Be deposit, Transbaikalia, Russia // *Chemical Geology*. 2004. V. 210. P. 49–71.

Richard P., Shimizu N., Allegre C.J. $^{103}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ a natural tracer. An application to oceanic basalts // *Earth. Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 31. P. 269–278.

Staatz M.H. Geology of the beryl deposits in the Thomas Range, Juab County, Utah. U.S // *Geological Survey Bulletin*. 1963. P. 1142.

Stacey J.S., Kramers I.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. №. 2. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. №. 2. P. 359–362.

Stracke A. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints // *GEOCHEM. GEOPHYS. GEOSYST.* 2003. V. 4. P. 1–33.

Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantel composition and processes: magmatism in ocean basalts // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geolog. Soc. London Spec. Publ.* 1989. V. 42. P. 313–346.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell, Oxford, 1985. 312 p.

Willbold M., Stracke A. Trace element composition of mantle end-members: implications for recycling of oceanic and upper and lower continental crust // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. P. 1–30.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites, chemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. P. 407–419.

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2005. V. 231. P. 53–72.

York D. Least-squares fitting of a straight line // *Can J. Physics*. 1966. V. 44. P. 1079–1086.

Приложение

Таблица 1

Формационная и промышленная систематика собственных месторождений берилля, по (Куприянова, 2011)

Рудная формация	Геолого-промышленный тип	Минеральный тип, примеры месторождений (содержание BeO, %)	Материнская магматическая формация
Берtrandитовая	Берtrandит-аргиллизитовые метасоматиты (вулканогенно-гидротермальные)	Флюорит-берtrandитовый (Спор-Маунт (0.72), Сьерра-Бланка (1.5), США) Берtrandитовый (Орот (0.35), Бутый, Россия)	Фтористые риолиты и трахиты
Берtrandит-фенакитовая	Берtrandит-фенакит-флюоритовые метасоматиты (плутоногенно-гидротермальные)	Флюорит-берtrandит-фенакитовый (Ермаковское (1.3), Ауник (0.18), Россия) Флюорит-лейкофановый (Окуневское (0.5), Россия)	
Фенакит-гентельвиновая	Бериллиносыные полевошпатовые метасоматиты (приразломные и плутоногенные)	Гентельвиновый (Пержанско (0.54), Украина) Фенакитовый (Метасоматитовое (0.5), Украина, Тор-Лейк (0.76), Канада) Лейкофановый (Диабазовое (0.3), Белоруссия)	Щёлочно-гранитоидная
Берилловая	Берилл-слюдянные метасоматиты и минерализованные зоны дробления	Изумрудно-берилловый (Малышевское (0.14), Россия) Фенакит-берилловый (Снежное (0.9), Россия) Флюорит-берилловый (Бёйское (0.12), Преображенское (0.09), Россия) Эвклаз-берtrandит-берилловый (Реддин-Шток (2), США)	Гранит-лейкогранитовая

Таблица 2

**Формационная и промышленная систематика комплексных
месторождений берилля,
по (Куприянова, 2011)**

Рудная формация	Геолого-промышленный типа	Минеральный тип, примеры месторождений (содержание BeO, %)	Материнская магматическая формация
Бериллий- флюоритовая	Бериллий-флюоритовые апокарбонатные метасо- матиты	Фенанит-влюоритовый (Вознесен- ское (0.06), Россия) Хризоберилль-флюоритовый (Пограничное (0.25), Россия, Солнечное (0.01), Казахстан)	Субщелочные граниты литий- фтористого типа
Бериллий- молибден- вольфрамовая	Комплексные (W, Mo, Sn, Bi, Be) кварцево-жильные зоны и штокверки	Be-Mo-W (Инкур (0.05-0.3), Казыр (0.38), Россия, Коунрад, Казахстан) Be-Sn-W (Спокойненское (0.1), Шерловая Гора, Россия, Караг- Оба (0.02), Акча-Тай (0.02- 0.03), Нура-Талды (0.3), Казах- стан)	
Бериллий- полиметалл- оловянная	Бериллий-оловорудные скарны	Бериллий-полиметалл-оловянный (Холунвара (0.2-0.3), Усинское (0.1-0.8), Россия, Сырымбет, Казахстан, Айрон-Маунтин (0.7), США)	Гранит- лейкогранитовая
Редкометально- пегматитовая	Редкометальные пегмати- товые жилы	Берилл-колумбитовый (Квар- тальное, Липовый Лог, Россия (0.01-0.05)) Берилл-сподумен-танталитовый (Завитинское, Вишняковское, Россия, Белогорское, Казахстан (0.05-0.3)) Берилл-мусковитовый	

**Химический состав магматических пород
Ермаковского месторождения
(мас.%)**

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{cfu}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	K ₀
<i>Гнейсограниты заганского комплекса</i>													
E-7/06	66,22	0,49	16,58	2,87	0,03	1,07	2,28	4,24	4,03	0,15	1,45	99,41	0,68
E-499	69,6	0,28	14,75	1,92	0,02	0,4	1,67	4,69	4,36	0,05	0,59	98,34	0,84
E-792	72,4	0,21	13,72	0,5	0,03	0,73	1,15	4,81	4,09	0,04	1,27	98,95	0,9
БКП-564	73,54	0,24	14,78	1,63	0,06	0,2	1,11	4,22	4,22	0,01	н/о	100,01	0,78
<i>Габброиды</i>													
E-1/06	45,88	0,99	17,83	11,68	0,05	4,36	9,1	3,83	1,77	0,75	3	99,24	-
E-14/06	44,66	0,97	17,36	9,11	0,13	4,8	10,88	0,85	5,72	0,59	4,23	99,3	-
E-206	46,97	1,43	18,40	8,13	0,11	5,74	10,2	3,42	2,08	0,7	н/о	97,18	-
E-305	46,4	0,84	15,28	10,95	0,13	4,71	12,64	2,7	1,81	0,23	4,55	100,24	-
E-312	45,5	1,29	16,4	11,93	0,14	5,85	10,2	3,45	1,81	0,77	2,84	100,18	-
E-404	49,17	0,98	18,3	8,9	0,13	3,5	9,1	4,67	1,74	0,45	н/о	96,94	-
E-780	48	0,94	19	9,27	0,11	3,46	8,63	4,52	1,85	0,62	н/о	96,4	-
<i>Дайки гранитов и пегматиты</i>													
E-307	72,4	-	14	1,52	0,10	0,1	1,26	4,64	4,92	0,05	0,17	99,16	0,93
E-308	74,35	-	13	0,65	0,01	0,08	0,77	3,59	6,55	0,01	н/о	99	1
E-309	68,15	-	14	3,17	0,03	0,59	1,46	4,61	4,9	0,17	н/о	97,08	0,92
E-493	61,28	0,34	17,2	3,08	0,06	0,90	4,80	6,1	3,76	0,17	1,72	99,41	0,82
E-768/5	76,25	0,07	11,91	0,88	0,00	0,05	1,09	4,5	3,46	0,01	1,4	99,62	0,94
E-779	58,2	0,26	16,4	0,93	0,03	0,21	4,76	1,58	12,51	0,1	3,15	98,13	0,98
E-812	70,4	0,3	14,8	2,17	0,03	0,05	1,25	4,59	4,46	0,04	н/о	98,09	0,84
E-836	72,74	0,29	13	2,27	0,03	0,05	0,45	4,88	4,46	0,02	н/о	98,19	0,99
<i>Дайки базитов</i>													
E-315	49,8	1,76	15,7	11,85	0,12	4,97	4,27	3,08	4,74	0,43	н/о	96,72	-
E-336	54	1,3	16,44	7,5	0,08	2,26	7,06	6,07	2,04	0,54	н/о	97,29	-
E-339	47,8	1,71	16,3	9,52	0,14	5,78	6,8	4,17	3,22	0,57	н/о	96,01	-
E-362	48,5	1,08	15,76	8,87	0,14	5,78	11,94	3,01	0,82	0,47	н/о	96,37	-
E-390	46,5	1,84	18,2	9,4	0,08	5,96	7,94	2,93	2,51	0,45	н/о	95,81	-
E-405	47,16	1,78	17,1	10,02	0,16	6,2	7,5	3,8	2,44	0,45	2,15	98,76	-
E-805	54,26	1,18	16,52	7,83	0,05	2,95	5,58	5,4	2,93	0,24	н/о	96,94	-
<i>Дайки сиенитов</i>													
E-2	59,39	0,33	17,4	1,39	0,07	0,3	3,4	3,19	10,78	0,07	2,16	98,48	0,97
E-4	65,65	0,46	15,4	2,09	0,11	1	0,65	4,88	8,28	0,01	0,53	99,06	1,1

Продолжение табл. 3

№ об- разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{сум}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.л.	Сумма	K ₃
E-16	53,07	0,24	16,25	1,68	0,16	0,5	11,7	6,24	4,56	0,24	4,8	99,44	0,94
E-313	56,75	0,34	12,9	1,55	0,43	0,13	8,41	1,75	10,67	0,01	0,59	93,52	1,12
E-769/2	51,47	0,20	13,11	1,97	0,13	0,22	8,62	4,56	5,54	0,01	8,1	93,93	1,03
Дайки субщелочных гранитов													
EP-2/95	66,25	0,36	9,5	7,15	0,02	0,1	5,66	3,99	3,83	0,05	0,59	97,5	1,13
E-322	74,1	0,2	10,84	2,79	0,16	0,42	1,1	4,45	4,62	0,01	1,47	100,15	1,14
E-328	71,2	0,16	10,6	1,81	0,12	0,05	3,6	3,61	4,68	0,01	3,83	99,66	1,04
E-402	74,37	0,14	12,9	1,47	0,03	0,1	0,5	4,62	4,39	0,01	1,11	99,64	0,96
E-456	70,3	0,32	10,2	4,43	0,19	0,21	3,35	4	4,16	0,03	н.о.	97,19	1,09
E-457	74,6	0,15	13,65	1,34	0,03	0,09	0,85	4,59	4,1	0,02	н.о.	99,42	0,88
E-765/2	78,28	0,16	10,68	1,93	0,07	0,05	0,46	3,91	3,9	0,02	0,85	100,3	1
E-765/3	77	0,35	11,28	2,41	0,08	0,05	0,18	4,42	3,74	0,02	0,44	99,96	1
E-765/8	71,2	0,4	13,87	1,64	0,01	0,09	2,24	6,7	2,18	0,07	1,9	100,3	0,96
E-830	73,08	0,15	13,8	1,64	0,03	0,05	1,05	3,86	4,76	0,02	н.о.	98,44	0,83
E-831	67,6	0,4	16	2,93	0,03	0,3	1,3	4,21	5,1	0,09	н.о.	97,96	0,78
E-835	73,08	0,08	14,1	1,36	0,03	0,05	1	4,13	4,51	0,02	н.о.	98,36	0,83
Дайки эгириновых гранитов из XVIII рудной зоны													
EP-3/95	71,5	0,28	10,36	4,39	0,2	0,14	1,87	4,57	5,1	0,05	0,77	99,23	1,26
E-24	70,69	0,17	14,61	1,46	0,11	0,1	1,4	3,78	6,68	0,02	0,2	99,22	0,92
E-95/3	70,56	0,1	12,8	2,14	0,14	0,14	1,03	2,91	8,01	0,01	0,29	98,12	1,05
E-215	73,43	0,2	11,76	3,01	0,16	0,3	0,97	4,04	5,32	0,02	0,58	99,79	1,05
E-219	70,76	0,13	13	2,46	0,24	1,02	0,91	5,07	4,92	0,01	0,07	98,58	1,05
E-311	71,1	0,2	13	2,61	0,01	0,2	1,12	4,91	5,09	0,01	н.о.	98,24	1,05
E-765/1	73,41	0,29	13,98	1,21	0,04	0,09	0,41	4,83	5,06	0,03	1,05	100,39	0,96
E-769/1	72,36	0,19	11,4	2,34	0,14	0,13	2,27	4,38	4,52	0,01	2,26	100,01	1,06
Щелочные сиениты массива «Сиенит»													
E-398	66	0,83	16,6	3,76	0,04	0,29	0,43	5,46	4,8	0,24	н.о.	98,45	0,85
E-483	64,2	0,86	15,6	1,51	0,12	0,86	2,14	5,07	7,87	0,27	0,17	98,67	1,08
E-783	63,8	0,84	17,2	1,18	0,53	0,64	0,96	3,48	10,15	0,2	н.о.	98,98	0,97
E-783/a	62,84	0,17	17,74	1,30	0,07	0,07	2,74	4,37	8,86	0,06	н.о.	98,22	0,95
Лейкограниты массива «Шток»													
EP-1/95	72,9	0,36	10,94	3,77	0,01	0,1	0,99	4,53	5,16	0,04	0,33	99,12	1,19
E-14/07	73,37	0,24	12,27	2,9	0,31	0,06	0,45	3,83	5,11	0,02	1,08	99,64	0,96
E-300	70,5	0,36	12,84	2,73	0,01	0,09	1,48	5,27	4,69	0,07	н.о.	98,04	1,03
E-400	75,16	0,28	11,9	2,47	0,02	0,2	0,35	4,25	4,66	0,03	0,56	99,88	0,97
E-401	72,59	0,26	13,9	2,28	0,02	0,1	0,35	5,46	4,44	0,01	0,64	100,05	0,99

Окончание табл. 3

№ об- разца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	K _о
E-403	75,04	0,18	11,6	2,99	0,16	0,1	0,25	4,36	4,34	0,09	0,91	100,02	1,02
E-479	74,7	0,27	11,6	2,79	0,03	0,08	0,55	3,61	4,93	0,01	0,04	98,6	0,97
E-766/1	74,06	0,29	12,01	2,6	0,01	0,05	1,41	4,41	4,17	0,01	0,8	99,82	0,98
<i>Пегматиты</i>													
E-298	61,8	1,24	10	3,95	0,10	0,11	7,31	0,12	8,13	0,06	н/о	92,82	-
E-350	20,87	0,27	1,81	2,05	1	0,1	54,71	0,25	1,04	0,03	н/о	82,13	-
E-350/2	14,5	0,94	3,2	0,86	0,19	0,1	58,39	0,73	1,44	0,02	н/о	80,37	-
E-350/3	66,15	0,38	5,32	4,8	0,02	0,04	12,97	1,79	1,84	0,03	н/о	93,33	-
E-777	66	0,45	7,8	2,56	0,13	0,06	11,1	2,77	3,12	0,04	5,11	99,14	-
<i>Дайка фельзит-порфира</i>													
E-228	74	0,01	13,7	1,49	0,01	0,41	0,34	3,45	4,76	0,01	0,09	98,26	0,79
E-478	76,32	0,05	13	0,87	0,02	0,05	0,1	3,9	4,44	0,03	0,26	99,04	0,86
E-778	76	0,16	13	0,81	0,01	0,13	0,55	3,81	4,37	0,03	н/о	98,86	0,85

Примечание. FeO_{общ} – железо общее, п.п.п. – потери при прокаливании, K_о – коэффициент агантности, н/о – элемент не определялся, прочерк – ниже пределов чувствительности.

**Содержания микроэлементов (г/т) в породах
Ермаковского месторождения**

Элемент	Гнейсограниты заганского комплекса				Габброиды					
	№ образца				№ образца					
	E-7/06	E-499	E-792	EKL-564	E-1/06	E-14/06	E-206	E-312	E-404	E-780
Cr	н/о	6,8	3,7	23,7	н/о	н/о	47	40,5	4,6	12
Ni	н/о	5,9	10,1	н/о	н/о	н/о	86,5	34,7	6,9	9
Co	н/о	2,2	9,9	н/о	29,2	16	42,1	40,6	22,9	26,6
Sc	н/о	0,3	4,3	2,9	н/о	н/о	28,9	11,2	4,4	9,6
V	41,8	23	103	26,1	207	217	253	266	150	144
Cu	н/о	5	11,2	3,9	14,5	н/о	16,4	40,6	15,7	10,8
Pb	15,5	10,9	11,9	17,4	3,77	11,5	9,7	3,2	29,8	3,9
Zn	н/о	14,3	71,2	28,1	50,45	65	85,6	83,2	74	43,6
K	33454	36194	33952	35037	14693	47483	17267	15025	14444	15357
Rb	77,3	57,4	65,6	65,8	61	314	92,7	28,7	31,5	50
Cs	н/о	0,75	0,89	0,35	н/о	н/о	3,6	0,8	0,29	0,66
Ba	1415	2820	1033	1052	535	778	446	535	374	614
Sr	719	384	1025	227	1012	1228	875	762	627	953
Ga	19,3	15,2	22,1	н/о	21,32	18,9	21,8	19,4	16,6	19,4
Li	н/о	5,82	16	7,38	н/о	н/о	53,2	30,1	37,8	22,6
Ta	0,47	0,35	0,74	0,25	0,4	0,45	н/о	0,33	0,52	0,46
Nb	11,9	6,67	12,7	5	5,57	3,93	12,4	6	6,99	5,95
Hf	3,32	2,17	2,19	1,8	2,74	3,17	2,29	1,59	1,21	1,15
Zr	97,8	64,9	53,5	35,2	85	114	64,7	36	23,2	26,8
Ti	2739	969	7073	1446	5498	4902	н/о	7860	5070	4606
Y	8,01	3,91	10,3	5,7	23,21	15,6	21	21,6	9,77	18,6
Th	22,52	10	6,35	9,15	2,44	2,15	3,23	2,16	2,5	2,34
U	1,32	0,34	2,37	0,38	1,19	1,49	0,96	1,26	0,99	1,38
La	50,9	24,2	33,2	39,3	28,39	26,9	13,6	24,2	13	20,8
Ce	83,9	39,3	73,3	58,9	48	46,9	32,5	53,6	28,6	43,3
Pr	10,4	4,64	9,13	5,57	7,2	6,12	4,33	6,51	3,42	5,17
Nd	31,5	16	35,4	16,1	26,4	21,1	18,6	28,6	13,7	23,5
Sm	5,49	1,94	6,43	2,04	6,8	4,67	4,08	5,77	2,88	1,34
Eu	1,04	0,9	1,67	0,7	1,67	1,16	1,17	1,66	0,92	4,25
Gd	4,18	1,53	4,79	1,96	5,45	3,98	4,17	5,46	2,62	0,63
Tb	0,39	0,2	0,58	0,21	0,91	0,58	0,59	0,82	0,4	3,37
Dy	2,01	0,74	2,43	1,07	4,56	3,06	3,83	4,37	2,12	0,75
Ho	0,31	0,18	0,4	0,2	0,87	0,58	0,74	0,86	0,45	1,9
Er	0,92	0,57	0,87	0,59	2,52	1,76	2,08	2,33	1,2	0,27
Tm	0,12	0,08	0,11	0,08	0,33	0,23	0,3	0,34	0,17	1,59
Yb	0,82	1,15	0,58	0,65	2,09	1,56	1,86	1,97	1,16	0,23
Lu	0,14	0,11	0,09	0,1	0,32	0,26	0,27	0,27	0,14	1,15
F	н/о	н/о	0,08	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,13	0,12
Be	1,3	7	16	2	1	2,1	5,3	5	5	1,4

Элемент	Дайки гранитов и пегматиты							
	№ образца							
	E-307	E-308	E-309	E-493	E-768/5	E-779	E-812	E-836
Cr	6,7	7,8	6,2	5	4	2,4	3,9	8,8
Ni	1,5	2,2	6,2	6,8	4,1	2,7	5,3	7
Co	1,9	0,7	3,4	8,7	0,7	1,9	2,7	1
Sc	0,6	0,2	0,5	1,9	0,5	1,5	2,3	4
V	23,6	5	39,2	50	10	25,7	25,6	5,9
Cu	8,5	33,1	12,6	20,5	8,3	5,7	8,3	5
Pb	9,2	6,8	6,9	29,5	18	40,5	7,4	8
Zn	24,9	5	23	23	114	11,9	0,8	12,3
K	40842	54374	40676	32873	287722	103849	37024	37024
Rb	78,4	115	72,5	42,4	173	471	103	260
Cs	1,14	1	0,89	0,43	0,56	0,29	0,69	1,91
Ba	773	809	1480	893	224	1452	1166	1539
Sr	296	184	384	547	63,7	142	347	235
Ga	16,6	15,9	16,1	18,8	23,8	14,9	15,8	12,4
Li	2,28	3,19	7,46	8	6,73	2,39	6,8	3,17
Ta	1,54	0,19	1,1	1,28	0,98	1,07	0,99	1,57
Nb	12,7	1,23	11,1	13,6	13,8	9,09	10,5	11,3
Hf	2,62	0,26	2,63	3,2	1,83	1,78	2,89	6,79
Zr	67,6	5,38	89,2	119	32,9	54,9	107	110
Ti	860	103	2060	1439	100	1124	1633	269
Y	11,3	0,69	8,87	11,5	11,6	6,23	7,61	12,9
Th	13,6	3,2	17,7	7,61	13,6	6,69	21,9	12
U	1,1	0,93	0,78	1,55	1,6	0,6	2,89	5,57
La	23	1,3	27,9	19,4	2,97	12,3	30,5	7,06
Ce	35,7	1,87	38,9	45,1	4,95	31,6	51,8	12,8
Pr	4,6	0,22	5,8	5,4	0,52	4,2	5,6	1,2
Nd	17	0,9	20,2	19,6	1,5	16,3	18,2	4,2
Sm	2,68	0,15	3,33	3,49	0,45	2,67	2,61	0,73
Eu	0,54	0,25	0,99	0,96	0,09	0,83	0,73	0,14
Gd	2,32	0,13	2,75	2,8	0,65	1,86	2,14	0,72
Tb	0,35	0,01	0,38	0,42	0,16	0,25	0,31	0,12
Dy	2,06	0,09	1,85	2,14	1,13	1,27	1,37	0,88
Ho	0,43	0,03	0,36	0,46	0,37	0,25	0,26	0,21
Er	1,21	0,06	0,99	1,33	1,44	0,65	0,73	0,81
Tm	0,2	0,01	0,14	0,22	0,3	0,09	0,11	0,15
Yb	1,36	0,21	1,29	1,43	2,16	0,67	0,57	1,31
Lu	0,18	0,02	0,19	0,22	0,4	0,1	0,1	0,23
F	0,04	0,01	0,42	нб	0,17	0,08	0,1	нб
Be	5	5	5	5	7,6	1,7	1,5	1,3

Элемент	Дайки базитов							Дайки сиенитов		
	№ образца							№ образца		
	E-315	E-336	E-339	E-362	E-390	E-405	E-805	E-4	E-313	E-769/3
Cr	13,7	12,8	51	155	30,9	22,5	13,6	6,5	н/о	5
Ni	11,5	2,4	51,1	46,2	54,2	64,4	29,8	4,9	2,4	4,1
Co	31,3	14,2	28,7	27,9	37,2	31,5	20,5	0,5	2,1	3,1
Sc	23,2	9,4	12,9	24,3	20,2	8,3	25,4	4	1	4
V	258	107	157	176	179	170	224	13	19	10
Cu	34,7	5,7	7	57,8	14	11,2	55,8	н/о	5	2,2
Pb	4,5	5,3	3,2	6,3	4,5	8,9	5,9	32	8,8	60,1
Zn	96,8	23,2	71,7	41,6	51,4	76	70,1	130	56,5	127
K	39099	16935	26730	6807	20836	20255	24323	68735	88575	45998
Rb	189	42	187	24,6	127	55,2	94	324	184	205
Cs	6,47	0,89	4,29	0,42	3,51	1,29	1,46	0,3	0,3	0,16
Ba	1110	473	712	787	1524	542	813	135	948	83,9
Sr	551	970	957	918	775	601	650	127	77,7	80,8
Ga	21	18,8	17,4	15,6	18,6	16,3	18,3	21	18,8	35,1
Li	29,7	34,4	50,1	47	50	66,1	46,3	4	0,59	8,26
Ta	0,42	0,52	1,9	0,7	0,52	0,47	0,46	2,9	3,29	4,03
Nb	6,5	7,2	13,6	6,1	6,9	6,57	7,88	30	57,5	81,4
Hf	3,97	3,88	3,61	2,28	2,97	2,58	4,4	15,5	18,9	28,4
Zr	144	139	158	83	104	105	147	487	658	1011
Ti	10052	6507	8941	5973	10412	9830	6589	2758	1700	1379
Y	25	23	21	20	26	17,3	21,7	50	15,1	41
Th	4,28	5,07	1,66	1,65	0,7	0,62	5,09	19,2	18	42,4
U	1,11	1	0,58	0,51	0,3	0,23	1,15	4	5,87	8,04
La	22,8	24,1	26,7	27,8	18,9	14	26,7	78	9,03	16,7
Ce	49,3	53,9	60,7	55,3	41	36,6	54,2	160	31	48,8
Pr	6,2	6,5	7,3	6,5	5,2	4,8	6,5	24	3,51	4,87
Nd	28,3	28,8	31,8	27,9	23,6	22,1	24,8	39	13,2	14,8
Sm	5,63	5,9	6,07	5,14	5,55	5,3	4,78	6,35	2,95	2,63
Eu	1,81	1,66	1,95	1,67	1,85	1,65	1,39	0,84	0,43	0,2
Gd	5,51	5,39	5,72	4,82	5,52	4,67	4,54	9,3	2,61	2,96
Tb	0,81	0,79	0,82	0,69	0,89	0,76	0,74	1,16	0,44	0,64
Dy	4,41	4,27	4,09	3,73	4,9	4,03	4,04	9	2,49	4,61
Ho	0,95	0,86	0,82	0,79	1,02	0,88	0,79	1,8	0,65	1,3
Er	2,61	2,39	2,19	2,09	2,49	2,12	2,16	5,4	2,07	4,75
Tm	0,4	0,38	0,33	0,31	0,38	0,3	0,29	0,51	0,44	0,9
Yb	2,34	2,22	2,01	1,94	2,22	1,84	1,79	6,2	2,93	5,98
Lu	0,34	0,31	0,29	0,28	0,33	0,23	0,26	0,69	0,46	1,02
F	0,16	н/о	н/о	н/о	н/о	0,16	0,15	1,65	0,17	0,18
Be	4,9	7	3,6	8,4	2,4	5	2	5	5	15

Эле- мент	Дайки субщелочных гранитов				Дайки эпириновых гранитов из XVIII рудной зоны				
	№ образца				№ образца				
	EPR-2/95	E-402	E-765/2	E-765/8	EPR-3/95	E-95/3	E-219	E-311	E-765/1
Cr	29,6	5	6,6	6,8	24,4	18,6	23,7	5,3	7,1
Ni	5	6,7	7,5	5,5	5	5	5	2,1	4,6
Co	2,8	0,7	1	0,7	2,6	2	2	0,6	0,6
Sc	3,5	0,9	1,6	1,8	5	4	9,1	0,6	1,5
V	35,6	5	13,5	16,1	23,4	26,2	10	10,5	18
Cu	33,4	н/о	9,6	6,3	40,2	5,1	4,8	6,1	5,8
Pb	32,5	16	14	35,9	17,4	50,2	35,1	22,3	10,2
Zn	138	24	39,1	45,3	110	338	106	15,2	36,3
K	31794	36443	32383	18089	42337	66493	40842	42254	42013
Rb	314	156	193	138	206	261	176	170	218
Cs	0,46	1,5	0,3	0,18	0,28	1,47	0,45	0,45	0,29
Ba	41,6	60	50,7	30,7	66,7	92,7	40,4	77,7	64
Sr	159	52	27,5	119	23,6	54,1	2,7	14,4	38,8
Ga	37,1	20	23,2	21,7	28,4	30,5	37,7	20,6	25
Li	6,54	6	1,21	6,86	12,4	16,1	15,6	0,82	1,88
Ta	14,9	1,5	2,58	1,82	3,43	3,13	2,01	4,29	2,59
Nb	215	35	53	57,5	77	75,6	33,9	70,1	56,8
Hf	46,6	5,9	12,1	7,91	25,2	22,9	7,49	16,6	10,3
Zr	2050	200	431	271	1274	1122	278	467	362
Ti	2158	839	1465	2056	1679	600	779	1200	1558
Y	322	15	22,3	156	49	37	22	14,1	19,2
Th	30	24,6	19,9	32,5	51,9	40,6	12,3	15,4	20,2
U	15,6	1,50	13,7	3,71	6,84	5,42	1,55	11,9	5,99
La	71,4	40,6	27,9	142	48,7	48,4	33,7	69,5	26,7
Ce	150	65,1	56	255	102	121	73,3	130	54,8
Pr	14,9	10,5	4,85	17,8	8,9	7,5	7,1	13,6	5,1
Nd	48,4	13	16,6	47,2	23,9	19,3	20,6	42,9	16,8
Sm	10,6	1,9	2,67	6,09	3,47	3,07	3,12	6,97	2,82
Eu	1,15	0,15	0,33	0,65	0,36	0,3	0,3	0,58	0,26
Gd	13,8	4,2	2,56	7,59	4,04	3,4	3,23	5,28	2,34
Tb	2,56	0,29	0,42	1,38	0,69	0,56	0,53	0,64	0,41
Dy	20,8	2	2,7	9,63	5,47	4,22	3,54	2,66	2,37
Ho	5,31	0,42	0,76	2,57	1,4	1,06	0,75	0,54	0,59
Er	18,8	1,3	2,36	8,16	5,16	3,76	2,21	1,84	1,98
Tm	3,29	0,24	0,45	1,25	0,93	0,7	0,43	0,36	0,37
Yb	22,5	1,7	3,21	7,11	7,33	5,1	2,79	2,44	2,75
Lu	3,47	0,18	0,51	1,04	1,13	0,81	0,50	0,42	0,45
F	2,42	0,09	0,31	1,41	0,1	0,08	0,05	0,19	0,25
Be	5	5	21	6	15	26	14	5	22

Элемент	Щелочные сиениты массива «Сиенит»				Лейкограниты массива «Шток»					
	№ образца				№ образца					
	E-398	E-483	E-783	E-783/a	EP-1/95	E-14/07	E-300	E-400	E-403	E-479
Cr	9,4	5	10,7	3,9	26,8	8	5,4	4	3,8	6,4
Ni	3,9	12,5	3,4	7,3	5	36,4	1,2	5,9	4,3	4,8
Co	1,3	1,4	0,8	2,1	2	1	0,5	0,3	0,3	0,3
Sc	3,4	5	8,5	0,4	4,9	3	0,7	3,3	0,4	0,6
V	35,6	50	23,1	20,7	24,9	8,8	19,3	26	13,4	11,2
Cu	13,5	38,4	8,7	14,7	33,5	1,2	5	9,6	5,1	5
Pb	20,2	23,7	7,4	10,2	24,6	27,2	33,6	23	29,6	6,3
Zn	39,4	37	21,2	36,1	50,7	287	134	21,3	100	277
K	39646	65331	85126	73525	42835	42386	38933	38684	36028	40925
Rb	182	228	376	593	410	395	210	335	175	239
Cs	0,6	0,66	0,7	1,23	0,51	0,49	0,53	0,5	0,44	0,53
Ba	1310	1170	589	978	51,5	22,2	45,3	58	16	11
Sr	80,2	58,2	48,9	79,8	50,6	36,2	108	43	10	19,8
Ga	22,2	20,3	21,1	23,3	35,9	28,6	25,3	23	24	25,6
Li	8,5	4,02	2,46	6,81	8,86	н/о	159	6	5,03	4,46
Ta	2,57	1,39	1,23	2,83	6,61	6,46	8,15	4,89	1,06	4,78
Nb	42,8	24,5	22,7	30,8	162	91,5	131	38	29,6	87,7
Hf	10,7	5,55	5,47	3,49	27,5	57,5	22,8	38	5,52	16,6
Zr	396	239	238	89,3	1201	2264	744	712	174	544
Ti	4570	4870	4305	826	2158	1407	2010	1679	1079	1620
Y	20,3	38,1	26,6	8,8	49	70,1	61,6	53,8	16,9	29
Th	6,9	4,69	6,06	14	56,4	35,4	76	39,7	17,9	8,32
U	1,16	0,66	1,6	1,42	9,25	9,9	4,64	8,3	0,7	1
La	60,4	37,5	51,1	8,58	141	67,5	471	60,3	64,4	22,4
Ce	107	80,7	125	19,3	214	117	620	91,7	81,9	40,7
Pr	16,3	12,5	13,3	2	14,5	10,1	44,9	7,2	6,4	3,9
Nd	59,8	52,7	50,9	7,24	36,3	26,8	114	19,1	15	10,8
Sm	10,2	10,7	7,9	1,36	4,4	4,5	11,3	2,7	1,68	2
Eu	2,03	3,42	2,3	0,44	0,41	0,5	0,786	0,25	0,14	0,22
Gd	7,33	8,83	6,52	1,26	5,21	4,94	12,6	2,20	1,77	2,99
Tb	1,01	1,46	0,91	0,2	0,72	1,1	1,17	0,42	0,25	0,33
Dy	4,26	8,06	4,7	1,19	5,25	8,77	5,49	3,3	1,78	2,38
Ho	0,9	1,59	1,01	0,27	1,31	2,33	1,38	0,9	0,44	0,7
Er	2,32	4,31	2,72	0,98	5,03	8,8	4,18	3,61	1,45	2,42
Tm	0,4	0,62	0,4	0,21	0,96	1,73	0,82	0,68	0,26	0,42
Yb	2,57	3,68	2,38	1,52	7,28	13,64	5,47	5,31	2,02	2,85
Lu	0,43	0,48	0,37	0,25	1,11	2,33	0,88	0,92	0,32	0,49
F	н/о	0,19	0,1	н/о	0,22	н/о	0,79	0,16	0,06	0,42
Be	5	5	5,9	27	5,6	7,5	7,2	2,2	5	5

Эле- мент	Пегматиты					Дайка фельзит-порфира		
	№ образца					№ образца		
	E-2/98	E-350	E-350/2	E-350/3	E-777	E-228	E-478	E-778
Cr	н/о	н/о	н/о	н/о	5	1,9	5	3,3
Ni	12,3	4,3	17,3	1,6	3,8	5,7	5	4
Co	1,7	1,9	1,2	1,8	1,4	1,2	0,5	0,5
Sc	0,2	0,8	0,7	3,0	1,7	1,0	0,3	2,1
V	94,9	7,9	8,2	16,5	10,0	2,5	50	10,2
Cu	40,5	13,1	21,7	5	21,5	21	5	5,1
Pb	394	1270	32,3	157	93,9	12,7	5,1	6,7
Zn	159	252	101	390	219	33,6	32,4	33,8
K	67490	8633	11954	15270	25900	39514	36858	36277
Rb	297	67,4	77,2	119	204	226	205	197
Cs	0,52	0,18	0,13	0,32	0,39	н/о	0,71	0,75
Ba	77,1	335	62,9	37,9	99,6	57,5	35,8	38,5
Sr	181	763	874	348	428	19,6	26,1	43,2
Ga	17,3	1,28	3,7	13,3	24,9	21,5	19,7	20,6
Li	14,9	2,28	1,33	33,9	5,6	10,6	4,48	6,08
Ta	13,7	4,99	7,59	10,9	6,9	1,41	1,78	1,46
Nb	259	78	133	131	113	24	27,3	24,9
Hf	1,52	15,3	14,3	116	41,4	5,64	5,3	5,48
Zr	38,4	585	566	3910	1645	141	120	120
Ti	7434	1619	5635	2278	2665	600	300	876
Y	255	1400	1750	577	720	13	6,82	11,51
Th	272	48,5	62	283	59,8	20,4	15,2	21,6
U	10,4	24,6	18,4	84,8	27,9	2,87	2,03	4,08
La	3360	187	241	86,5	132	35,5	17,9	37,5
Ce	4680	432	541	188	263	57	40,8	60,2
Pr	358	50,2	67,9	21	30	5,2	2,8	5,3
Nd	1020	210	264	80,1	110,4	24	7,45	12,9
Sm	96,3	50	66,1	22,1	25,5	1,66	1	1,83
Eu	7,14	5,73	7,2	2,53	2,87	0,1	0,08	0,1
Gd	109	69	88,4	30,4	33,87	1,64	0,99	1,78
Tb	8,91	13,8	16,8	6,3	6,71	0,24	0,14	0,22
Dy	27,9	98,7	120	51,6	48	1,46	0,91	1,57
Ho	5,41	26	33,8	16,1	13,4	0,32	0,21	0,35
Er	14,2	85,2	101	57,3	42,4	1,21	0,72	1,17
Tm	2,01	11,5	15	10,2	6,78	0,2	0,14	0,22
Yb	9,17	69,9	76,5	66,4	40,2	1,5	0,99	1,11
Lu	1,38	9,48	10,9	10,4	5,41	0,22	0,17	0,21
F	3,11	26,9	30,9	6,7	7,78	0,08	0,03	0,15
Be	14	5	5	5	5	н/о	5	6,1

Примечание. н/о – элемент не определялся.

**Химический состав Вे руд и осадочных пород
Ермаковского месторождения (масс. %)**

№ образца	Порода, руда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{тит.}	MnO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.п.	Сумма
E-1	Кристаллический известняк	4,1	0,07	0,4	0,66	0,06	4,88	47,2	0,06	0,44	0,02	96,59
E-21/07		2,63	0,05	0,56	0,58	0,04	2,8	51,8	0,06	0,29	0,02	98,7
E-314	Доломитизированный известняк	1,3	0,02	0,27	0,25	0,04	21,88	30,78	0,03	0,02	0,04	91,07
E-466	Кристаллический известняк	3,89	0,05	1,1	0,7	0,21	0,6	50,98	0,06	0,31	0,03	94,96
E-452		48,25	0,74	16	7,97	0,1	6,4	7,03	2,82	6,33	0,16	99,59
E-462	Кристаллический спаеч.	47,2	0,73	16,8	6,98	0,12	4,98	12,31	3,36	3,71	0,17	97,07
E-773/11		55,44	1,06	17,7	8,61	0,09	5,517	2,22	2,71	4,35	0,18	96,938
E-458	Известковистый скарн	39,5	0,69	11,58	7,97	0,74	4,95	31,87	0,21	0,14	0,14	98,36
E-769/5		37,07	0,51	12,65	5,36	0,34	4,168	34,8	0,44	0,16	0,14	98,41
E-206	Флюорит-Ве руда, I	10,6	0,03	2	1,06	0,31	0,79	38,2	0,03	1,28	0,71	98,28
E-13/06	Флюоритовая руда, XII	19,6	0,02	1,89	0,47	0,08	0,1	33,9	0,03	1,32	0,17	98,38
E-8/07	КПШ-флюоритовая руда, XVII	48,62	0,02	7,47	2,5	1	2	15,58	0,21	5,61	0,11	94,7
E-58/09	«Спеклит» с карбонатом, XVIII	46,15	0,24	7,14	1,66	0,31	21,39	14,34	0,25	3,94	0,01	98,81
E-8/10	Карбонатная порода, V	17,97	0,27	1,85	5,42	0,58	0,45	41,69	0,03	1,3	0,18	93,55
E-9/10	Флюорит-кальцит-Ве руда, V	13,19	0,1	3,36	1,39	1,2	0,96	51,74	0,05	3,07	0,44	94,05
E-10/10	Флюорит-кальцит-Ве руда, V	17,34	0,1	4,24	0,57	0,47	1,94	50,33	0,07	3,75	0,69	98,62
E-1a	Богатая флюорит-Ве руда, I	43,51	0,02	12,68	0,28	0,12	0,2	25,7	6,27	0,69	0,63	98,18
E-2/22	Кальцит-флюоритовая руда, I	22,4	0,1	6,24	5,3	2	4,62	27,44	0,96	3,84	0,88	99,02
E-3	«Спеклит» с флюоритом, XVIII	31,95	0,07	7,7	2,1	1,2	26,48	8,7	0,22	4,06	0,01	97,57
E-3a		35,56	0,34	10,6	1,9	0,42	17,7	12,4	0,47	7	0,14	99,21
E-18	Карбонатная порода, I	4,13	-	1,05	1,56	0,17	1,4	51,67	1E-04	0,03	0,04	100,33
E-223	КПШ-флюоритовая руда, XVII	22,85	-	3,8	3,25	0,29	5,77	34,68	1,68	1,39	0,5	98,31

Продолжение табл. 5

№ образца	Порода, руда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{тот}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	п.п.	Сумма
E-225	Апатит-флюорит-Ве руда, I	9,35	0,01	0,63	1,18	1,06	50,46	0,05	0,01	7,88	1,79	4,5	76,94	
E-226	Барит-флюорит-Ве руда, XII	4,35	0,14	0,82	0,97	0,16	0,051	61,57	0,11	0,14	3,08	0,71	1,23	73,33
E-227	Кварц-флюорит-Ве руда, XII	42,3	0,15	0,87	1,14	0,54	0,13	36,31	0,083	0,37	0,05	0,57	2,69	85,2
E-233	КПШ-кальц-флюоритовая руда, XVII	24	0,14	3,28	0,95	0,23	0,051	50	0,28	2,97	1,6	0,49	1,39	85,38
E-248	Апатит-флюорит-Ве руда, I	6,1	0,01	0,48	0,89	2,45	2,22	53,46	0,05	0,04	4,86	1,28	7,41	79,25
E-252	Флюорит-Ве руда	14,96	0,09	0,4	1,38	0,09	0,05	54,93	0,05	1,15	0,52	0,1	0,95	74,67
E-320	Эндомагнит-флюоритовая руда, XVII	20,45	-	0,47	0,35	0,33	0,54	51,16	2,59	0,14	1,21	1,58	0,97	79,79
E-321	-	33	-	2,27	1,52	0,78	13,45	26,1	0,4	4,57	0,77	2,96	1,6	87,42
E-323	Карбонатная порода	24,1	-	1,26	1,14	1,52	11,32	31,89	0,53	0,99	0,08	4,51	20,99	98,33
E-327	Апатит-флюорит-Ве руда, I	7,8	-	1,57	0,97	0,62	0,23	54,23	0,42	0,66	5,18	1,14	16,7	89,52
E-327/3	-	3,6	0,04	0,42	0,56	0,48	0,7	58,62	0,17	0,18	7,19	0,57	14,67	87,2
E-408	Флюорит-КПШ-кальцит-Ве руда, I	15,06	0,07	4,54	0,55	0,09	0,21	52,93	0,06	3,66	1,51	0,10	2,98	81,66
E-409	КПШ-флюорит-кальцит-Ве руда, I	15,3	0,02	2,41	0,44	0,08	0,21	52,15	0,04	1,91	0,38	0,10	3,05	75,99
E-410	Флюорит-кальцит-Ве руда, I	16,44	0,06	1,89	4,46	0,17	2,1	44,88	0,11	1,44	0,71	0,10	8,57	80,83
E-411	Флюорит-кальцит-Ве руда, I	25,26	0,08	0,89	1,03	0,07	0,2	45,5	0,05	0,68	0,69	0,10	3,02	77,47
E-412	Флюорит-кальцит-Ве руда, I	15,89	0,08	2	1,49	0,1	0,2	50,85	0,05	1,5	0,51	0,10	3,64	76,31
E-413	Флюорит-кальцит-Ве руда, I	20,85	0,02	2,97	0,49	0,09	0,21	44,96	0,06	2,6	0,02	0,10	3,77	76,04
E-415	Флюорит-кальц-кальцит-Ве руда, I	14,08	0,1	2,3	6,35	0,71	5,9	39,68	0,03	1,05	0,11	0,10	17,34	87,65
E-467	Карбонатная порода, XII	19,7	0,05	0,79	3,78	1,42	0,21	41,27	0,06	0,23	0,03	0,43	30,88	98,85
E-473	Бентонит-флюоритовая руда, XII	8,2	0,15	1,17	0,69	1,1	0,051	61,94	0,12	0,96	0,56	0,47	8,36	83,79
E-500/1	Кз КПШ-флюорит-Ве руда	59,3	0,21	17,5	0,87	0,02	0,051	3,52	1,49	13,6	0,05	0,44	1,4	98,47
E-501/1	Кз КПШ-флюорит-Ве руда	60	0,19	13,4	0,64	0,15	0,027	8,27	0,21	13,3	0,02	0,68	2,75	99,61
E-501/2	Кз КПШ-флюорит-Ве руда	15,35	0,16	3,03	1,72	0,09	0,021	50,12	0,14	2,79	0,55	1,83	13,49	89,29
E-502/1	Мз флюорит-Ве руда	33	0,05	0,94	0,42	0,06	0,05	46,7	0,15	0,26	0,02	0,45	13,19	95,28

Продолжение табл. 5

№ образца	Порода, руда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{тот}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	H ₂ O	пл.п.	Сумма
E-502/22	Кз КПШ-флюорит-Ве руда	34,2	0,05	9,42	0,34	0,06	0,04	32,69	0,27	7,86	0,99	0,42	9,5	95,84
E-507/1	Мз флюорит-харц-Ве руда	30,3	0,07	2,75	0,486	0,44	0,069	46,16	0,31	2,06	0,22	0,93	11,61	95,4
E-507/2	Кз КПШ-харц-Флюорит-Ве руда	36,3	0,02	8,62	1,239	0,7	0,012	33	0,78	6,83	0,1	0,86	8,485	96,95
E-512	Кльцит-Флюорит-Ве руда	5,1	0,15	0,94	1,58	2,5	1,39	44,83	0,15	0,48	0,05	0,2	39,28	96,66
E-513/1	Флюорит-КПШ-Ве руда, I	50	0,15	3,85	0,63	0,1	0,021	10	0,15	3,58	0,73	0,1	2,1	71,41
E-709/5	Флюорит-КПШ-Ве руда	36,18	0,06	3,47	1,73	1,1	16,29	19,28	1,54	3,57	0,1	Но	7,04	90,37
E-709/6	Апатит-Флюорит-Ве руда	42,18	0,12	3,35	2,37	0,77	16,98	14,84	0,7	4,4	0,24	Но	4,39	90,33
E-709/9	Эвдиолит-Флюоритовая руда, XVIII	9,61	0,05	0,7	0,3	1,1	1,15	57,58	0,48	0,34	0,92	0,18	6,62	79,03
E-710/4	КПШ-Флюорит-Ве руда	24,8	0,04	4,5	0,15	0,05	0,05	46,62	0,06	4,09	0,22	0,1	0,25	80,93
E-710/7	Карбонатная порода	4,42	0,03	0,83	0,93	0,13	1,153	53,09	0,36	0,45	0,11	Но	38,54	100,03
E-710/11	Карбонатная порода	2,55	0,03	0,71	1,19	0,71	0,169	53,53	0,26	0,43	0,02	Но	40,49	100,09
E-711/11	Флюорит-КПШ-Ве руда	42,95	0,04	8,5	1,34	0,4	3,3	19,63	2,59	5,63	0,1	0,1	8,24	92,82
E-712/1	Флюорит-Ве руда, I	14,8	0,05	1,2	1,47	0,25	1,65	50,55	0,04	1,28	0,49	0,12	4,79	76,69
E-712/2	Флюорит-Ве руда	19,84	0,15	3,6	2,67	0,25	1,8	41,57	0,7	1,99	0,42	0,92	3,42	77,33
E-712/3	Флюорит-Ве руда	28,91	0,14	4,6	3,53	0,31	0,4	32,85	1,91	1,08	1,5	1,04	6,6	82,87
E-712/8	Карбонатная порода	8,82	0,06	1,8	2,71	0,52	0,687	49,81	0,57	0,63	0,18	Но	33,68	99,47
E-712/10	Флюорит-хальцит-Ве руда	2,09	0,04	0,4	0,55	0,21	0,05	58,07	0,02	0,21	0,02	0,1	33,89	95,65
E-712/11	Флюорит-Ве руда	12,09	0,04	1,5	2,76	0,5	2,5	51,25	0,14	1,08	0,27	0,1	8,41	80,64
E-712/13	Флюорит-КПШ-Ве руда	15,45	0,08	2,9	2,6	2,5	2,6	37,99	0,72	1,64	0,1	0,1	31,42	98,1
E-713	Флюорит-хальцит-Ве руда	18,06	0,07	0,4	0,3	0,51	1,4	54,78	1,51	0,2	0,99	0,95	1,66	80,83
E-713/1	Флюорит-КПШ-Ве руда	40,24	0,27	8,8	8,19	0,52	3,65	21,64	2,54	2,57	0,1	1,33	3,63	93,48
E-713/3	Флюорит-КПШ-Ве руда	40,1	0,36	5,85	4,62	0,7	7,1	30,52	0,99	1,61	0,3	0,56	0,78	93,49
E-713/8	Флюорит-хальцит-Ве руда	15,43	0,09	3,2	0,9	0,46	0,4	54,13	0,18	2,64	0,69	0,1	2,52	80,74
E-713/10	Флюорит-хальцит-Ве руда	14,88	0,06	1,7	1,2	0,12	1	51,65	0,05	1,46	0,31	0,38	2,62	75,43

Продолжение табл. 5

№ образца	Порода, руда	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	п.п.	Сумма
E-713/12	Флюорит-кальцит-Ве руда	8,53	0,07	1,4	2,19	1	1,65	54,01	0,05	1,13	1,97	0,1	7,73
E-713/13	Флюорит-Ве руда	39,46	0,35	9,05	2,65	0,25	1,6	23,03	2,05	5,53	0,42	0,11	3,3
E-713/14	Флюорит-Ве руда	38,3	0,2	7,8	4,06	0,33	3	21,62	1,89	4,76	0,46	0,25	6,98
E-713/20	Карбонатная порода	8,4	0,01	0,17	1,09	1,17	0,254	59,71	0,33	0,07	0,01	Н.о.	27,8
E-714	Апатит-флюорит-кальцит-Ве руда, I	6,43	0,03	0,7	0,3	0,4	0,05	60,8	0,18	0,5	4,76	0,13	11,89
E-714/1	Флюорит-кальцит-Ве руда	23,41	0,04	1,1	0,2	0,14	0,05	50,3	0,16	0,65	0,74	0,77	1,02
E-714/3	Флюорит-кальцит-Ве руда	20,93	0,12	3,9	0,3	0,11	0,05	51,17	0,05	3,18	3,64	0,1	0,52
E-714/6	Флюорит-кальцит-Ве руда	21,86	0,11	1,4	1,58	1,2	0,4	44,63	0,02	0,53	1,21	0,1	1,73
E-714/7	Флюорит-КПШ-Ве руда	21,24	0,11	4,5	0,5	0,12	0,05	48,61	0,06	4,23	0,11	0,1	1,26
E-714/8	Флюорит-кальцит-Ве руда	17,21	0,09	1,7	3,36	0,2	2,25	44,5	0,04	1,2	0,33	0,1	7,63
E-714/11	Флюорит-кальцит-Ве руда	17,13	0,04	3	0,15	0,12	0,05	53,63	0,03	2,64	0,76	0,1	0,41
E-714/14	Флюорит-кальцит-Ве руда	7,36	0,08	1,3	0,3	0,29	0,73	63,72	0,04	0,86	0,03	0,5	3,95
E-714/15	Флюорит-Ве руда	39,08	0,05	0,4	2,6	3,9	3,5	7,06	0,02	0,06	0,06	0,06	3,98
E-714/16	Флюорит-апатит-Ве руда	25,2	0,06	3,9	2,03	1,2	1,1	32,72	0,08	3,13	3,16	1,01	4,27
E-714/18	Флюорит-Ве руда	24,41	0,24	9,15	3,02	0,55	1,945	37,19	1,8	1,76	0,11	Н.о.	19,51
E-714/20	Флюорит-кальцит-Ве руда	15,06	0,2	4,08	1,95	0,18	2,32	44,57	0,65	0,13	0,08	Н.о.	30,88
E-714/21	Флюорит-Ве руда	24,65	0,11	4,7	6,57	1,1	8,65	21,46	0,91	3,03	0,19	0,14	25,61
E-714/22	Флюорит-Ве руда	59,7	0,1	5,75	2,41	0,44	0,4	12,9	0,18	5,39	3,96	0,18	1,68
E-765/7	КПШ-флюорит-Ве руда	68,77	0,36	13,05	2,43	0,01	0,142	4,496	1,02	4,81	0,07	Н.о.	5,2
E-768/3	Флюорит-кальцит-Ве руда	23,89	0,04	5,32	0,78	0,93	0,139	57,2	0,4	4,65	0,81	Н.о.	4,7
E-771/1	КПШ-флюорит-Ве руда	27,11	0,28	7,38	6,37	0,16	0,691	34,53	1,88	3,31	0,51	Н.о.	10,6
E-772/1	Флюорит-Ве руда	32,89	0,26	8,54	5,28	0,27	2,505	26,77	2,52	4,16	0,81	Н.о.	9,1
E-773/3	М/з флюорит-Ве руда	5,8	0,12	1,05	3,32	0,57	6,05	54,52	0,14	1,32	0,39	0,28	13,93
E-773/4	Флюорит-кальцит-Ве руда	8,84	0,14	2,47	2,38	0,36	3,154	53,19	0,2	2,12	1,53	Н.о.	11,17

Окончание табл. 5

№ образца	Порода, руда	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	$\text{FeO}_{\text{общ}}$	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	п.п.	Сумма
E-773/5	Флюорит-Ве руда	13,78	0,19	2,78	6,47	1,56	11,24	28,46	0,2	2,08	2,15	Н/о	30,28
E-773/6	КПШ-флюорит-Ве руда	54,8	0,55	15,35	4,96	0,09	0,454	6,529	4,62	6,67	0,52	Н/о	99,18
E-773/9	Флюорит-апатит-Ве руда	17,09	0,05	2,75	2,4	0,12	2,02	45,38	0,16	2,33	0,34	1,13	6,63
E-773/14	Кальцит-флюорит-Ве руда	4,3	0,04	0,85	1,54	0,16	1,5	51,07	0,14	0,6	0,02	0,1	37,1
E-773/15	Флюорит-КПШ-Ве руда	56,07	0,1	7,9	3,48	0,17	1,94	13,48	2,06	4,5	0,13	0,88	6,8
E-774/1	М/з флюорит-Ве руда	22,96	0,16	2,01	1,14	0,4	0,24	48,69	0,21	1,41	0,17	Н/о	7,71
E-774/2	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	29,97	0,13	4,77	0,42	0,13	0,115	40,42	0,2	3,97	0,17	Н/о	8,2
E-774/3	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	40,18	0,12	8,86	0,58	0,07	0,13	27,49	0,2	7,17	0,29	Н/о	9,43
E-774/4	М/з флюорит-Ве руда	25	0,17	2,57	0,65	0,13	0,256	49,85	0,2	1,97	0,22	Н/о	7,22
E-774/5	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	35,85	0,12	7,13	0,72	0,22	0,137	33,58	0,59	5,07	0,15	Н/о	10,1
E-774/6	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	41,51	0,02	11,43	0,67	0,24	0,153	23,82	0,73	8,49	0,04	Н/о	9,5
E-774/7	М/з флюорит-Ве руда	30,31	0,05	1,84	1,24	0,37	0,17	45,04	0,2	1,35	0,2	Н/о	10,2
E-774/8	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	30,98	0,03	8,05	2,52	0,92	0,079	31,7	0,57	6,15	0,81	Н/о	12,4
E-774/9	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	40,16	0,02	11,3	1,47	0,27	0,103	22,65	0,69	8,62	2,15	Н/о	8,2
E-774/10	М/з флюорит-Ве руда	24,99	0,05	1,55	1,12	0,37	0,169	49,05	0,2	1,2	0,07	Н/о	9,1
E-774/11	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	30,84	0,03	7,12	1,73	0,68	0,157	34,06	0,82	4,9	0,13	Н/о	13,6
E-777/2	Флюорит-Ве руда	36,86	0,05	7,01	2,81	1,6	0,86	16,49	0,17	5,71	0,23	0,1	17,95
E-784	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	39,6	0,04	9,63	0,56	0,17	0,05	30	0,36	7,11	0,34	Н/о	2,9
													90,76

Примечание. $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – железо общее, п.п. – потери при прокаливании, Н/о – элемент не определен, прочерк – ниже предела чувствительности, ХIX – номер рудной зоны.

**Содержания микроэлементов (г/т) в породах и рудах
Ермаковского месторождения**

Эле- мент	Кристаллический известник			Доломити- зированный известник	Кристаллический сланец		Известковистый скарн			
	№ образца		№ образца		№ образца		№ образца		№ образца	
	E-21/07	E-1	E-466		E-314	E-452	E-462	E-773/11	E-769/15	
Cr	12,9	9,5	5	22	63,9	54,7	85,6	5,7	17,3	
Ni	14,6	13	7,6	23,9	50,4	49,6	74,8	22,4	26	
Co	1,2	1	1,6	2,3	20,6	19,5	23,4	12,4	10,7	
Sc	н/о	3,6	1,3	н/о	17,7	17,3	16,4	9,8	6	
V	12,9	17,4	50	13,9	137	130	165	121	70,3	
Cu	10,9	4,9	7	17,4	7,1	53,2	3,3	5	3,4	
Pb	1,1	15,4	15,3	139,6	3,4	7,1	3,4	12,4	183,8	
Zn	7,2	24,4	127	20,3	95,8	86,1	76,8	175	309	
K	2407	3653	2573	166	52547	30798	36094	1162	1303	
Rb	22,6	139	24,9	4,7	211	128	112	8,6	8,3	
Cs	1,23	8,11	0,37	н/о	6,7	4,73	4,9	0,24	0,05	
Ba	26,1	216	271	н/о	739	586	695	16,4	10,6	
Sr	471	486	748	113	482	339	198	44,3	160	
Ga	1,58	2,32	0,82	н/о	19,2	19,6	21,4	14,3	14,87	
Li	н/о	95,3	5,30	н/о	96,8	85,5	65,4	5,14	7,13	
Ta	0,1	0,04	0,06	0,02	0,71	0,59	0,69	0,32	0,51	
Nb	1,7	0,8	1,2	0,5	10,5	8,1	11,1	10,7	11,3	
Hf	0,18	0,17	0,15	0,15	3,52	2,28	1,47	2,6	3,21	
Zr	6,16	8,2	5,69	6,17	129	71,8	53,9	93,7	112	
Ti	н/о	н/о	232	72	4164	4114	5496	3770	3217	
Y	11,9	3,7	17	0,82	25	26	18,6	18,1	39,8	
Th	0,23	0,66	0,85	0,29	7,61	6,7	10,2	1,7	7,89	
U	0,46	0,91	0,42	0,44	2,47	2,06	1,85	7,56	11,9	
La	17,4	7,56	33,8	2,97	25,3	21,6	34,7	253	223	
Ce	23	10,7	47,5	4,55	53	46,1	70,8	171	369	
Pr	2,2	0,99	4,5	0,4	5,9	5,4	8,1	10	27,9	
Nd	6,8	3	14	1,4	24,9	23	32,7	26,7	80,6	
Sm	1,3	0,39	2,2	0,21	5,2	4,7	6,5	3,9	9,6	
Eu	0,32	0,14	0,56	0,1	1,15	1,18	1,4	1,13	2,57	
Gd	1,51	0,48	2,3	0,14	4,79	4,57	5,51	4,36	7,86	
Tb	0,2	0,06	0,36	0,02	0,75	0,7	0,81	0,6	1,28	
Dy	1,23	0,4	1,99	0,12	4,34	4,21	3,73	2,89	6,14	
Ho	0,27	0,09	0,46	0,02	0,96	0,95	0,71	0,61	1,4	
Er	0,83	0,24	1,33	0,07	2,53	2,71	1,78	1,67	3,67	
Tm	0,12	0,05	0,197	0,01	0,44	0,47	0,26	0,27	0,54	
Yb	0,71	0,27	1,16	0,246	2,71	2,64	1,22	1,77	3,33	
Lu	0,1	0,03	0,16	—	0,42	0,39	0,19	0,26	0,44	
F	н/о	0,26	0,35	0,05	0,3	0,24	0,16	0,57	0,5	
Be	2,7	2,9	5	6,4	6,9	3,1	2,1	12	28	

Эле- мент	Флюорит- Ве руда, I	Флюорито- вая руда, XII	КПШ-флюо- ритовая руда, XVII	«Слюдит» с карбонатом, XVIII	Карбонат- ная порода, V	Флюорит-кальцит- Ве руда, V
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-2/06	E-13/06	E-8/07	E-58/09	E-8/10	E-9/10
Cr	13,8	15,2	14,2	42,3	7	1,8
Ni	12	12,2	11,7	13,5	47,2	17,4
Co	1,3	1,2	18,7	4,6	11,8	3,8
Sc	н/о	н/о	4,4	н/о	5,2	2,8
V	9,31	11	15,16	46	31,8	10,8
Cu	н/о	н/о	434	5	1,6	3,1
Pb	422	91	166	36	47	115
Zn	808	97	33046	246	339	392
K	10626	10958	46570	34276	15020	32627
Rb	76	87	367	341	101	195
Cs	н/о	н/о	0,8	2,67	1,08	0,7
Ba	124	472	788	2110	1441	958
Sr	2420	540	422	71	515	1174
Ga	3,09	13,5	5,6	11,1	2,6	3,5
Li	н/о	н/о	н/о	н/о	36,6	19,4
Ta	3,42	1,99	0,09	1,82	0,42	0,06
Nb	7,56	15,1	0,84	14,1	57,43	2,35
Hf	0,92	1,04	0,29	4,67	0,71	1,46
Zr	18,3	37,8	8	185	20,2	30,6
Ti	96	36	76	н/о	н/о	н/о
Y	15,7	18,6	21,3	1,7	14,1	12,5
Th	8	15,3	9,3	9	4,7	13,4
U	1,3	42,7	0,5	1,1	0,8	1,1
La	89,5	2370	52,2	8,6	10,4	15,4
Ce	154	2240	62,1	10	16,9	23,6
Pr	15,3	89,2	4,6	0,8	1,8	2,2
Nd	43,5	94,7	12,8	2,2	6,8	7
Sm	4,16	5,85	2,25	0,28	1,62	1,16
Eu	1,08	1,15	0,47	0,26	0,37	0,19
Gd	3,59	5,60	1,94	0,35	1,55	1,22
Tb	0,48	0,89	0,3	0,05	0,27	0,21
Dy	2,26	2,92	1,72	0,27	1,7	1,41
Ho	0,41	0,47	0,38	0,08	0,37	0,32
Er	1,26	1,29	1,22	0,18	1,21	1,05
Tm	0,26	0,21	0,21	0,03	0,2	0,19
Yb	1,49	1,72	1,64	0,15	1,58	1,55
Lu	0,22	0,27	0,24	0,03	0,24	0,25
F	36	38,2	6,7	н/о	9,5	22,5
Be	10030	5	33	5	н/о	н/о

Эле- мент	Кальцит- флюоритовая руда, I	«Спидит» с флюоритом, XVIII		Карбо- натная порода, II	КПШ-флюо- ритовая руда, XVII	Апатит- флюорит- Ве руда, I	Борит- флюорит- Ве руда, XII
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-2-22	E-3	E-3а	E-18	E-223	E-225	E-226
Cr	38,5	3,4	0,5	6,8	н/о	3	5
Ni	29,1	15,6	35,3	5,7	13,2	5	5
Co	7,5	16,7	17,9	5,2	13,7	3	2,5
Sc	н/о	2,21	2,1	2	1,98	2,9	1,6
V	75,2	4,26	9	21	14,1	10	23
Cu	47,9	6,9	7,8	13,7	5,5	110	40
Pb	1	66	167	9,4	3770	3069	711
Zn	127	1828	1281	28	2370	10688	159
K	43147	33703	58109	249	11538	116	1162
Rb	403	895	854	2,9	245	0,6	13
Cs	1,34	3,05	6,86	0,06	3,6	0,06	0,06
Ba	522	8508	6748	50	1250	913	26831
Sr	646	205	391	1488	344	4039	6939
Ga	13,7	9,4	13,4	1,6	4,7	1,2	13
Li	н/о	15,8	88,7	5,7	69,8	1,2	6,5
Ta	0,13	0,13	0,22	0,04	0,59	0,02	0,03
Nb	11,6	3,36	4,23	1	8,82	0,11	1,68
Hf	1,41	0,11	0,26	0,14	3,47	0,14	0,12
Zr	27,7	4,8	6,6	5,2	159	4,8	4
Ti	н/о	203	2038	523	552	60	839
Y	17,5	0,2	3,3	21,2	6,2	241	46,8
Th	17,6	0,1	3	1,7	0,3	541	329
U	3,8	0,4	0,2	1,2	1,5	2,8	13,7
La	600	0,4	4,1	29,9	1,8	87,3	98,2
Ce	704	0,3	5	57,1	2,9	138	134
Pr	49,2	0,03	0,4	5,7	0,4	15,1	11
Nd	124	0,1	1,3	20,4	1,2	42,4	33,6
Sm	11,7	0,09	0,28	4,19	0,38	7,41	5,93
Eu	2,46	0,73	1,23	0,99	0,2	1,86	4,73
Gd	9,27	н/о	0,28	4,19	0,49	8,08	5,91
Tb	1,27	0,002	0,05	0,64	0,12	1,68	0,86
Dy	5,19	0,02	0,31	3,37	0,67	14,7	5,61
Ho	0,84	0,004	0,07	0,66	0,17	3,71	1,15
Er	2,45	0,01	0,26	1,81	0,55	18	3,92
Tm	0,36	0,01	0,06	0,26	0,14	6,04	0,77
Yb	2,55	0,15	1,17	1,63	1,2	56,8	6,38
Lu	0,36	0,04	0,98	0,23	0,17	9,35	1,08
F	н/о	1,6	8,4	0,2	15,4	21,6	27,2
Be	27	7	6263	16	114	29649	300

Эле- мент	Кварц- флюорит- Ве руда, XII	КПШ-кварц- флюоритовая руда, XVII	Апатит- флюорит- Ве руда, I	Эндидимит- флюоритовая руда, XVIII	Апатит- флюорит- Ве руда, I	Флюорит-КПШ- кальцит- Ве руда, I
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-227	E-233	E-248	E-320	E-321	E-327/3
Cr	5	5	5	2,7	11,3	6,9
Ni	5	5	5,5	11,4	13,9	12,8
Co	21,2	6,1	1,1	3,1	15,9	1,3
Sc	1,3	1,3	2,8	3,7	5	6
V	43	22	10	13,74	832	22
Cu	128	124	32,5	37,5	116	1,7
Pb	17084	6789	4334	971	7753	18
Zn	5955	3202	4113	632	5386	5,9
K	3071	24655	357	1162	37937	1494
Rb	37	237	2,9	27	1623	8,8
Cs	0,21	0,41	0,02	0,5	14	0,05
Ba	7780	1020	1403	282	2793	1157
Sr	382	1440	3963	1915	887	2713
Ga	0,5	0,5	0,5	0,9	4,98	0,1
Li	17,9	10,1	0,4	46,1	3182	8
Ta	0,04	0,21	0,03	0,14	0,43	0,01
Nb	3,06	6,15	0,07	13,11	17,1	0,07
Hf	1,59	4,76	0,4	2	2,9	0,2
Zr	74	235	14,7	25,3	106	2,3
Ti	899	839	40	221	338	294
Y	22,3	17	148	10,3	33,7	73,3
Th	19,4	173	470	32,5	96,3	277
U	1,7	1,3	1,5	0,6	1,3	2,9
La	53,5	45,5	67,9	8,9	12	357
Ce	61,9	46,5	122	12,5	17,5	752
Pr	4	3,1	10,9	1	1,6	49,2
Nd	8,7	6,8	34,7	2,9	5,2	118
Sm	1,26	0,8	5,54	0,4	0,93	15,43
Eu	1,13	0,27	1,58	н/о	н/о	3,64
Gd	1,59	1,1	5,65	0,36	1,19	13,86
Tb	0,21	0,11	1,36	0,08	0,27	1,96
Dy	1,54	0,68	9,7	0,64	2,01	9,47
Ho	0,35	0,14	2,47	0,17	0,54	1,71
Er	1,29	0,62	12,51	0,67	2,1	5,49
Tm	0,25	0,16	3,97	0,17	0,52	1,05
Yb	2,17	2,54	40	1,8	5,01	9,05
Lu	0,39	0,72	6,24	0,35	0,94	1,42
F	16,7	22,6	24,1	28,1	15,2	7,5
Be	30	190	13437	12233	4520	1198

Эле- мент	КПШ-флюо- рит-кальцит- Ве руда, I	Флюорит-кальцит- Ве руда, I					Флюорит-кварц- кальцит-Ве руда, I	Карбонатная порода, XIX
		№ образца		№ образца				
	E-409	E-410	E-411	E-412	E-413	E-415	E-467	
Cr	0,5	4	5	8,9	13,7	0,5		1,1
Ni	15,2	33,6	6,4	8,3	13,1	38,3		13,9
Co	5,3	14,6	2	4,5	3,8	18,9		3,9
Sc	1,2	2	0,2	н/о	н/о	8		6,2
V	8	21	50	8,07	8,15	51		8
Cu	19,2	34,9	9	43,5	20,9	2		25,1
Pb	95	27	103	317	3181	34		50
Zn	220	48	301	146	399	288		1030
K	15938	11954	5645	11954	21666	7803		1909
Rb	157	99	60	116	177	99		5
Cs	2	0,31	0,13	0,22	0,19	0,88		0,12
Ba	546	104	218	329	1441	418		214
Sr	1328	1575	1420	1937	1156	438		731
Ga	1,5	2,5	0,5	2,6	2,1	4,3		0,5
Li	3,2	9,6	5	н/о	3	65,1		2,6
Ta	0,02	0,06	0,06	0,39	7,33	0,16		0,06
Nb	2,45	18,6	15,8	6,17	42,46	18,9		0,89
Hf	0,04	0,52	0,93	0,79	0,13	0,67		0,53
Zr	1,3	22,1	17,9	20,8	3,6	21		15,5
Ti	420	899	276	177	177	899		282
Y	2,4	20,6	12,8	18	9	63,5		56,6
Th	1,4	11,1	5	5,1	1,7	6,7		1,9
U	0,3	6,1	0,9	0,9	3,2	0,6		0,4
La	5,3	63,8	83	99,2	2,6	44,8		18,7
Ce	9,6	110	141	183	3,2	52,8		26,2
Pr	1,1	12,1	13,8	18,1	0,3	4,5		4,4
Nd	3,4	37,4	42,6	54,5	1,1	13,6		17,7
Sm	0,54	4,92	4,4	5,56	0,33	3,51		5,42
Eu	0,17	1,41	1,04	1,32	0,01	0,96		1,23
Gd	0,43	4,68	3,64	3,29	0,55	4,24		5,62
Tb	0,05	0,59	0,39	0,47	0,09	0,75		1,22
Dy	0,34	3,54	1,87	2,61	0,56	5,35		8,37
Ho	0,07	0,71	0,38	0,53	0,12	1,21		2,02
Er	0,17	2	1,14	1,59	0,31	3,31		5,29
Tm	0,03	0,31	0,2	0,24	0,04	0,49		0,77
Yb	0,16	2	1,12	1,59	0,2	2,95		4,89
Lu	0,02	0,31	0,17	0,23	0,02	0,4		0,66
F	31	24,1	26	31	26,3	17		0,2
Be	22341	13992	26800	20436	28314	203		568

Элемент	Берtrand-флюоритовая руда, XIX	К/з КПШ-флюорит-Ве руда			М/з флюорит-Ве руда	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	М/з флюорит-Ве руда
		№ образца	№ образца			№ образца	№ образца
	E-473	E-500/1	E-501/1	E-501/2	E-502/1	E-502/2	E-507/1
Cr	2,9	4,3	1,7	5	5	10,5	5
Ni	17	6,2	6,2	6,6	5	11,3	7
Co	1,2	1,3	1,8	3,2	0,8	2,1	1,3
Sc	1,87	0,26	0,2	3,37	0,92	2,49	2,94
V	8,27	12,05	12	10	10	50	10
Cu	8,5	8,3	5	10,1	5	5,6	23,6
Pb	34	198	16	35	130	37	101
Zn	193	28	25	63	72	127	768
K	7969	113064	110241	2361	2158	65248	17101
Rb	87	372	436	174	23	338	154
Cs	0,18	0,87	1,37	0,34	0,09	0,49	0,39
Ba	344	1203	2680	245	47	544	477
Sr	1325	380	217	1784	346	678	487
Ga	1,3	21,1	125	1,6	0,4	6,7	1,9
Li	4	8,7	0,6	3,7	13,4	20,7	38
Ta	0,1	0,37	1,48	0,15	1,14	0,15	2,12
Nb	12,62	6,99	20,8	11,54	72,09	14,5	65,23
Hf	0,04	9,15	2	0,71	1,77	8	3,79
Zr	1,9	523	44,6	16,9	120	176	186
Ti	338	690	532	235	77	282	187
Y	17,4	11	3,7	15,4	9	24,5	22,1
Th	28,7	14,4	2,9	5,8	0,8	40,1	19,9
U	0,9	4,2	0,8	1,7	5,3	3,3	10
La	10,5	33,5	37,6	103	10,5	69,7	21,6
Ce	19,7	60,4	55,8	190	12,9	70,7	26,9
Pr	2,4	5,9	4,9	17,1	1,1	5,4	2,3
Nd	10,2	17,7	11,9	52,4	3,4	13,4	6,9
Sm	2,39	2,05	1,01	5,36	0,46	2,13	1,22
Eu	0,48	0,69	0,58	1,3	0,14	0,39	0,36
Gd	2,14	2,01	1,22	4	0,48	2,06	1,44
Tb	0,31	0,28	0,12	0,56	0,09	0,32	0,31
Dy	1,83	1,41	0,59	2,51	0,64	2,07	1,84
Ho	0,37	0,37	0,12	0,49	0,17	0,46	0,42
Er	1,04	1,24	0,32	1,42	0,54	1,66	1,75
Tm	0,18	0,22	0,04	0,23	0,12	0,35	0,37
Yb	1,53	1,39	0,68	1,48	1,24	2,94	3,23
Lu	0,26	0,22	0,07	0,18	0,18	0,48	0,47
F	26,5	1,4	4,7	26,8	29,9	21,4	25,4
Be	1431	115	585	22845	257	2220	4471

Эле- мент	Klз КПШ- кварц-флюо- рит-Ве руда	Кльцит- флюорит- Ве руда	Флюорит- КПШ- Ве руда, I	Флюорит- Ве руда	Флюорит- кальцит- Ве руда	Флюорит- КПШ- Ве руда	Флюорит- кальцит- Ве руда
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-507/2	E-512	E-513/1	E-712/3	E-712/10	E-712/13	E-713
Cr	5	5	5,7	4,1	1,7	3,5	1
Ni	5	6,3	5,2	3,6	3	4,3	2,5
Co	0,8	1,6	5,1	3,2	2,2	1,1	2,1
Sc	0,88	5,54	1,25	2,25	0,02	7,13	0,29
V	50	10	24,8	19,48	6,38	9,39	59,4
Cu	38,6	0,7	10	67,8	15,7	12,9	10,1
Pb	363	13	1140	2400	70	148	1238
Zn	1280	57	194	3019	223	29	425
K	56698	3985	29719	8965	1743	13614	1660
Rb	286	31	163	58	17	1,4	49
Cs	0,71	0,07	0,2	0,19	0,03	0,05	0,27
Ba	814	173	682	38087	251	164	186
Sr	146	727	367	1692	1818	859	1418
Ga	4,2	0,7	2,7	0,5	0,3	0,1	0,7
Li	2,1	6	11	43,3	0,3	2,7	95,3
Ta	0,17	0,02	0,17	0,12	0,01	0,01	0,12
Nb	5,79	1,36	11	7,35	0,16	0,31	12,75
Hf	2,13	0,58	1,67	0,61	0,01	0,04	1,51
Zr	75,2	19,6	43,4	14,3	0,8	0,7	24,9
Ti	138	64	899	512	48	65	141
Y	21,3	14,4	10,8	40,9	2,98	37,1	10
Th	8,8	0,8	5	59,3	0,35	0,7	29,6
U	1,6	0,3	2,4	4,5	0,12	0,04	0,5
La	41,3	18,9	63,4	517	2,4	76,6	6,2
Ce	48,6	30,9	127	545	3,8	133	7,3
Pr	4,2	3,3	12,5	32,7	0,5	13	0,7
Nd	11,2	12,5	40,6	68,8	2,2	40,2	2
Sm	1,71	3,13	4,57	6,6	0,39	7,43	0,44
Eu	0,45	0,92	0,99	3,46	0,11	2,24	0,07
Gd	1,84	3,36	4,11	6,33	0,43	6,13	0,32
Tb	0,28	0,54	0,44	0,82	0,07	1,25	0,09
Dy	1,67	2,65	1,94	4,73	0,51	7,04	0,65
Ho	0,41	0,47	0,42	0,92	0,09	1,43	0,15
Er	1,55	1,22	1,15	2,47	0,23	3,61	0,78
Tm	0,3	0,19	0,17	0,44	0,05	0,6	0,2
Yb	2,22	1,16	1,2	3,59	0,2	3,86	1,91
Lu	0,36	0,16	0,13	0,55	0,03	0,49	0,32
F	17,7	2,1	3,1	11,8	7,3	1,7	27,5
Be	2080	7285	60300	3230	16	7	5127

Элемент	Флюорит-КПШ-Ве руда	Апатит-флюорит-Ве руда, I	Флюорит-Ве руда	Флюорит-апатит-Ве руда	КПШ-флюорит-Ве руда	Флюорит-кальцит-Ве руда	КПШ-флюорит-Ве руда
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-713/1	E-714	E-714/15	E-714/16	E-765/7	E-768/3	E-771/1
Cr	7,2	1,8	7,6	3,4	349	250	5
Ni	9,2	3,1	7,3	8,7	0,4	0,4	11,3
Co	5,2	1,6	2,1	3,9	65	1102	9,9
Sc	3,14	3,95	3,71	2,27	89,8	916	5,42
V	51,6	9,37	25	13,17	н/о	н/о	20,48
Cu	55,6	1,3	129	57	17,5	2,6	19,9
Pb	59	90	2490	3964	29	3,1	10
Zn	158	13	5963	4810	1,9	0,29	225
K	21334	4151	498	25983	39929	38601	27511
Rb	256	27	4,8	216	34	4	276
Cs	0,35	0,05	0,10	0,24	84,87	8,17	1,96
Ba	588	1890	1064	2770	10	0,8	203
Sr	176	2013	252	1914	0,9	0,3	1168
Ga	3,4	0,1	0,6	2,3	1,2	0,1	7,5
Li	44,8	6,4	1,7	2,7	6,1	0,6	62,1
Ta	0,25	0,01	0,02	0,04	1,54	0,15	0,44
Nb	12,37	0,16	0,17	4,1	4,58	0,5	22,22
Hf	1,7	0,11	0,29	2,74	0,74	0,13	2,31
Zr	65,7	2,3	16,9	79,6	4,4	1	71,4
Ti	1153	53	87	140	1	0,1	1070
Y	34,6	42,3	6,5	92,8	н/о	н/о	35,3
Th	5,9	238,9	5,1	210,2	н/о	н/о	14,5
U	5	1,9	0,2	2,4	н/о	н/о	4,1
La	397	220	2,9	61,7	273	71,8	378
Ce	428	409	5,4	113	462	71,6	503
Pr	24,2	27,3	0,6	10,7	34,5	4,1	32,5
Nd	51,4	62,6	2	33,4	84,9	8,2	82,3
Sm	5,21	8,16	0,46	4,89	10,3	0,77	8,25
Eu	1,14	2,01	0,21	1,35	0,88	0,27	2,03
Gd	5,14	6,7	0,43	4,29	8,32	0,75	6,48
Tb	0,66	1,09	0,12	0,87	1,19	0,12	0,89
Dy	3,38	5,15	0,93	5,89	6,1	0,6	4,24
Ho	0,68	1,06	0,23	1,53	1,54	0,15	1,01
Er	2,11	3,03	0,83	6,88	4,58	0,5	2,63
Tm	0,35	0,63	0,27	2,15	0,74	0,13	0,46
Yb	2,35	5,95	3,07	22,87	4,4	0,99	2,75
Lu	0,28	0,98	0,53	3,82	0,65	0,14	0,37
F	5,4	22,5	0,02	14,1	1,3	34	21,8
Be	1062	756	41503	14349	12	326	1765

Эле- мент	Флюорит- Ве руда	М/з флюо- рит-Ве руда	Флюорит- кальцит- Ве руда	Флюорит- Ве руда	КПШ- флюорит- Ве руда	Флюорит- кальцит- Ве руда	Кальцит- флюорит- Ве руда
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-772/1	E-773/3	E-773/4	E-773/5	E-773/6	E-773/9	E-773/14
Cr	14,1	16,7	5	12,4	6,4	22,1	23,3
Ni	16,3	14,3	9,7	21,6	18,6	24,2	20,5
Co	6,6	4,1	3,5	7,6	10,2	8,5	2,7
Sc	3,24	8,88	6	23,68	1,67	н/о	н/о
V	26,58	85,33	15,32	89,66	42,13	20,8	22,6
Cu	10,1	5,2	5,2	10	11	48,2	17,3
Pb	12	15	12	28	21	32	3
Zn	60	54	44	145	30	1330	26
K	34533	10958	17557	17225	55394	26219	8257
Rb	439	38	128	116	392	137	43
Cs	1,06	0,07	0,22	0,16	0,39	0,35	0,13
Ba	302	21	65	166	864	179	386
Sr	750	1921	2721	2015	123	1160	2140
Ga	8,3	0,2	1,4	1,5	11,9	3,5	1,6
Li	462	0,9	7,4	7,4	6,5	н/о	н/о
Ta	0,23	0,02	0,04	0,17	1,2	0,83	0,17
Nb	31,17	0,37	2,78	33,31	222	9,87	5,53
Hf	2,55	0,15	0,21	0,59	4,41	3,25	0,94
Zr	71,2	2,4	7,9	13,3	95,1	25,9	39,2
Ti	804	230	66	452	2355	н/о	н/о
Y	21,6	30,3	42,3	35,5	16,6	39,1	19
Th	18,7	33,3	60,7	78,8	20,5	6,4	0,9
U	2,6	0,9	1,9	2,5	3,5	1,4	0,97
La	138	31,7	55,3	100	288	71,8	22,3
Ce	166	57,7	86,3	153	366	129	49,3
Pr	14,3	5,5	8,3	13,3	31,9	14,3	6,4
Nd	42	19,6	27,4	42,9	94,9	53,8	25,8
Sm	5,15	3,32	4,52	6,66	9,08	8,79	4,61
Eu	1,2	1,03	1,43	1,92	1,89	2,1	1,14
Gd	4,44	3,52	4,53	6,56	7,24	8,54	4,57
Tb	0,63	0,63	0,86	1,22	0,8	1,14	0,63
Dy	3,18	3,71	5,13	7,05	3,75	6,66	3,48
Ho	0,65	0,79	1,18	1,6	0,69	1,2	0,64
Er	1,8	2,66	3,54	4,62	1,93	3,51	1,89
Tm	0,29	0,5	0,72	0,91	0,3	0,42	0,26
Yb	2,52	3,86	5	6,66	2,06	2,38	1,5
Lu	0,33	0,55	0,78	0,93	0,28	0,32	0,23
F	16,5	0,8	32,8	2,2	н/о	н/о	н/о
Be	920	242	524	249	96	18370	774

Элемент	Флюорит-КПШ-Ве руда	М/з флюорит-Ве руда	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	К/з КПШ-флюорит-Ве руда	М/з флюорит-Ве руда	С/з КПШ-флюорит-Ве руда	К/з КПШ-флюорит-Ве руда
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-773/15	E-774/1	E-774/2	E-774/3	E-774/4	E-774/5	E-774/6
Cr	27,1	5	5	5	1,3	0,9	0,8
Ni	16,6	7,6	2	5	5,2	5	3,8
Co	4,1	3	0,6	1,4	1,3	0,9	0,9
Sc	н/о	9,39	0,9	0,53	1,77	0,83	1,02
V	22,7	10	10	10	6,11	4,5	8,42
Cu	40,1	26,9	2,1	8,8	28,7	22,1	13,5
Pb	35	111	29	104	528	950	885
Zn	162	973	143	251	228	503	714
K	41182	11672	32923	59479	16312	42071	70511
Rb	457	125	154	550	189	468	1073
Cs	1,32	0,37	0,21	0,74	0,26	0,65	1,16
Ba	735	469	146	423	144	275	544
Sr	235	646	195	267	1318	429	238
Ga	9,3	1,9	1,4	5,6	2,2	5	8,8
Li	н/о	34,1	3,2	3,8	21	7,4	3,7
Ta	0,26	4,02	0,22	0,05	3,02	0,19	0,02
Nb	10,3	117	10,27	4,72	62,42	4,92	0,9
Hf	2,01	2,96	1,54	0,71	5,16	1,43	0,13
Zr	58,2	179	62,2	11,7	196	42,1	4,9
Ti	н/о	264	30	52	246	28	95
Y	11,4	16,2	13,8	24,7	21,4	14,6	10,4
Th	3,6	1,4	0,7	2,6	15,1	7,4	1,8
U	1,7	13,4	2,5	2,3	5,3	0,8	0,2
La	87,8	19,3	28,3	70,3	24,4	26,4	16,1
Ce	84,6	23,9	37,9	93,9	31,7	29,8	16,6
Pr	5,8	1,9	2,9	6,8	2,7	2,4	1,5
Nd	14	5,2	7,4	17,4	8,1	6,8	4,8
Sm	1,69	0,95	0,94	2,36	1,47	0,98	0,84
Eu	0,45	0,29	0,25	0,55	0,31	0,26	0,23
Gd	1,81	0,96	0,75	2,13	1,36	1,09	0,87
Tb	0,24	0,2	0,14	0,34	0,26	0,18	0,14
Dy	1,32	1,28	0,77	1,94	1,76	1,24	0,74
Ho	0,27	0,31	0,22	0,46	0,41	0,27	0,2
Er	0,92	1,19	0,77	1,43	1,58	0,75	0,55
Tm	0,13	0,29	0,18	0,31	0,28	0,17	0,1
Yb	0,92	2,06	1,3	1,84	2,87	1,26	0,73
Lu	0,16	0,37	0,24	0,28	0,43	0,21	0,1
F	н/о	33,9	29,4	19,8	31,4	24,3	15,6
Be	126	11672	5747	7014	771	1154	83

Элемент	M/z флюорит- Ве руда	C/z КПШ- флюорит- Ве руда	K/z КПШ- флюорит- Ве руда	M/z флюорит- Ве руда	C/z КПШ- флюорит- Ве руда	Флюорит- Ве руда	K/z КПШ- флюорит- Ве руда
	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
	E-774/7	E-774/8	E-774/9	E-774/10	E-774/11	E-777/2	E-784
Cr	1,4	0,9	0,8	5	5	24,6	0,3
Ni	6,3	5,8	3,8	6,7	5,1	22,3	3,4
Co	2,1	2	1,7	2,3	1,8	3,8	1,3
Sc	2,47	3,12	11,12	2,88	2,25	н/о	1,38
V	10,79	7,74	4,44	10	10	46,9	3,77
Cu	11,3	23,5	12,9	28,1	41,2	44	17,6
Pb	382	1072	561	247	445	18	360
Zn	1061	2891	1383	1011	1241	178	443
K	11174	51078	71540	9978	40635	60856	59022
Rb	163	338	724	115	411	446	568
Cs	0,24	0,69	0,92	0,32	0,75	0,8	0,6
Ba	255	818	464	384	5193	2540	521
Sr	502	540	674	532	248	471	281
Ga	1,5	5,2	4,4	1,3	5,3	7,6	5,1
Li	39,2	2,4	1,9	44,7	2,5	н/о	4,1
Ta	1,47	0,23	0,07	1,56	0,22	0,23	0,04
Nb	52,7	6,46	1,59	75,24	6,77	8,59	3,05
Hf	1,39	1,63	0,12	3,2	2,07	0,95	0,79
Zr	114	59,9	6,5	183	75,5	24,5	16
Ti	198	111	49	244	44	н/о	35
Y	31,5	32	76,7	17,5	18,4	17,6	20,3
Th	12	43,5	104,5	2,8	12,6	4,4	7,2
U	3,7	1,2	0,97	4,4	1,6	0,5	1,1
La	22,1	78,2	275	17,3	48,9	22,9	51,8
Ce	26,5	95,7	296	20,1	64,6	35,5	62,2
Pr	2,5	7,8	33,5	1,7	5,2	3,3	5
Nd	7,3	22	85,4	5,2	13,3	10,7	13,1
Sm	1,39	3,11	10,72	0,94	1,83	2,3	1,82
Eu	0,35	0,76	2,19	0,26	0,77	0,86	0,37
Gd	1,57	3,26	8,89	0,9	1,57	2,99	1,61
Tb	0,36	0,63	1,61	0,2	0,28	0,46	0,29
Dy	2,04	3,28	8,15	1,27	1,65	3,1	1,67
Ho	0,56	0,8	1,87	0,36	0,36	0,59	0,4
Er	2,2	2,79	5,81	1,25	1,26	1,74	1,29
Tm	0,56	0,5	1,06	0,31	0,28	0,28	0,23
Yb	4,28	3,94	7,12	2,21	2,2	1,82	1,73
Lu	0,72	0,57	1,04	0,39	0,37	0,25	0,25
F	30,3	22,3	16,1	33	24,2	н/о	20,7
Be	1192	1643	296	1547	4532	6800	3459

Примечание. н/о – элемент не определялся, прочерк – ниже пределов чувствительности, XIX – номер рудной зоны.

Таблица 7

**Содержания микроэлементов (г/т) в минералах различных пород
Ермаковского месторождения**

Эле- мент	Породы							
	Лейко-граниты массива «Шток»		Щелочные сиениты массива «Сиенит»		Кварц-КПШ- флюоритовые шлировые пегматиты			
	Минерал		Минерал		Минерал			
	КПШ	КПШ	КПШ	КПШ	Флюорит		КПШ	КПШ
	E-400	E-401	E-783а	E-2/98	E-2/98	E-765/5	E-350	E-350/3
Ti	168	116	27,93	66,38	15,9	980	387	306
Li	3,34	8,08	1,25	1,34	0,61	4,51	13,46	8,59
Rb	415	208	710	1094	0,02	2,51	10,35	1029
Cs	0,53	0,48	1,79	0,53	0,02	0,05	0,27	1,45
Pb	4,75	6,19	3,85	22,7	4,43	342	3,76	33,2
Ba	58,1	257	1853	168	31,71	242	105	185
Th	7,04	2,27	1,56	4,93	12,37	110	4,64	45,9
U	1,8	0,4	0,22	0,72	1,99	18,17	2,17	29,2
Nb	15,7	6,01	0,23	2,77	0,06	20,6	2,69	38
Ta	1,04	0,53	0,14	0,09	0,06	0,51	0,53	2,29
La	11,4	5,8	1,86	76,8	34,57	226	285	44
Ce	22,96	10,1	2,97	100	69,81	464	677	82,6
Sr	23,3	4,71	70,6	18,02	282	535	1991	39,6
Pr	1,67	1,18	0,37	7,68	8,56	72,69	115	8,06
Nd	4,9	4,03	1,32	17,45	32,76	290	486	24,1
Zr	125	41,3	4,90	8,56	1,01	14,12	12,17	602
Hf	3,6	1,56	0,20	0,2	0,23	1,62	2,38	15,5
Sm	0,66	0,69	0,21	1,57	9,06	83,8	126	4,95
Eu	0,07	0,04	0,27	0,11	0,76	8,69	13,73	0,53
Gd	0,6	0,83	0,26	1,28	14,66	119	185	5,43
Tb	0,1	0,17	0,05	0,21	3,36	24,9	35,95	1,07
Dy	0,6	1,03	0,19	0,94	26,11	182	256	7,45
Y	5,35	6,04	1,22	10,73	687	2252	3242	58,6
Ho	0,14	0,21	0,06	0,22	7,79	47	64,5	2
Er	0,58	0,61	0,16	0,67	26,16	151	201	8,11
Tm	0,13	0,07	0,04	0,1	3,78	19,82	26,7	1,54
Yb	0,75	0,68	0,23	0,59	22,89	114	153	10,1
Lu	0,13	0,1	0,04	0,08	3,1	14,79	20,7	1,59
Be	5,17	2,27	21,8	10,05	5,21	1,63	2,02	3,27
(La/Yb) _n	10,4	5,88	5,50	89,08	1,03	1,37	1,27	2,99
(Ce/Yb) _n	8,02	3,94	3,38	44,75	0,8	1,08	1,16	2,15
Eu/Eu*	0,34	0,15	3,61	0,25	0,2	0,27	0,28	0,31
REE	44,7	25,5	8,03	208	263	1817	2644	202

Эле- мент	Породы						
	Миларит-флюорит- карбонатная руда, I		Поздний	Флюорит- кальцит- Ве руда, I	КПШ-флюо- ритовая руда, XVII	КПШ-кари- флюоритовая руда, XVII	
	Минерал		Минерал	Минерал	Минерал	Минерал	
	Миларит	Флюорит	Флюорит	Бавенит	КПШ	КПШ	Флюорит
Ep-1	Ep-1	Ep-2	E-205	E-223	E-233	E-233	E-233
Ti	71,34	5,22	0,24	43,03	48,7	22,07	5,6
Li	9,21	0,09	0,02	99,1	4	1,83	0,27
Rb	159	0,02	0,02	2,84	1261	862	0,05
Cs	0,06	0,01	0,02	0,15	3,19	1,48	0,02
Pb	3,82	1,58	0,1	1,24	85,6	394	99,7
Ba	105	16,3	240	84,7	2382	2763	23,61
Th	1,15	0,01	1,77	0,53	0,26	1,81	1,13
U	1,03	0,08	0,03	0,22	0,08	0,48	0,38
Nb	0,38	0,01	0,32	0,55	0,36	0,39	0,01
Ta	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,04	0,01
La	48,4	9,5	23,2	19,78	7	8,04	5,71
Ce	52,2	18,6	42,4	30,80	10,78	8,69	6,76
Sr	20,8	24,2	154	394	118	137	276
Pr	4,31	1,54	4,59	2,27	0,93	0,59	0,57
Nd	12,25	4,52	16,3	5,31	2,5	1,42	1,71
Zr	2,47	0,4	0,59	1,66	4,24	20,17	6,71
Hf	0,05	0,01	0,04	0,03	0,17	0,51	0,11
Sm	1,17	0,44	2,77	0,9	0,29	0,18	0,22
Eu	0,29	0,06	0,7	0,27	0,29	0,28	0,02
Gd	0,77	0,4	3,18	1,25	0,3	0,23	0,33
Tb	0,1	0,06	0,5	0,24	0,06	0,06	0,06
Dy	0,45	0,2	3,15	1,27	0,21	0,24	0,27
Y	3,54	5,52	64,5	10,14	1,33	3,42	14,19
Ho	0,09	0,04	0,69	0,27	0,04	0,06	0,06
Er	0,31	0,1	2,1	0,65	0,12	0,17	0,27
Tm	0,06	0,02	0,2	0,14	0,02	0,05	0,04
Yb	0,37	0,09	1,16	0,81	0,2	0,28	0,32
Lu	0,08	0,02	0,14	0,11	0,04	0,06	0,04
Be	9662	26,2	2,32	8464	256	54,6	9,34
$(La/Yb)_n$	90,5	74,7	13,7	16,7	23,9	19,98	12,22
$(Ce/Yb)_n$	37,5	56,1	9,61	9,97	14,18	8,29	5,56
Eu/Eu^*	0,96	0,46	0,73	0,79	3,03	4,22	0,23
REE	121	35,6	101	64,1	22,8	20,34	16,38

Эле- мент	Породы							
	Апатит-флюорит- Ве руда, I			Флюорит- кальцит- Ве руда, I	Клыцит-флюорит- Ве руда, II			Флюорит- КПШ- Ве руда, II
	Минерал		Минерал	Минерал			Минерал	Минерал
	Флюорит	Апатит	КПШ	КПШ	КПШ	Фенакит	Флюорит	Фенакит
E-248	E-248	E-248	E-413	E-512	E-512	E-512	E-512	E-513/2
Ti	12,01	79,64	30,71	11,7	66,79	117	2,76	160
Li	0,02	1,12	1,02	1,15	4,91	5,61	0,02	5,54
Rb	0,02	1,92	1233	758	1041	2,02	0,02	4,29
Cs	0,03	0,01	1,98	0,87	2,77	0,05	0,01	0,07
Pb	14,72	170	46,44	27,67	7,88	0,002	0,1	20,94
Ba	280	224	405	1410	764	137	185	144
Th	12,53	0,01	25,37	0,01	0,9	1,07	0,05	0,01
U	0,08	11,11	0,66	0,94	0,34	0,08	0,01	0,12
Nb	0,41	0,41	0,37	4,28	0,86	1,2	0,25	0,79
Ta	0,01	0,14	0,01	0,06	0,01	0,05	0,01	0,03
La	27,44	25,13	7,92	0,23	33,17	5,73	4,68	7,35
Ce	46,72	55,52	13,79	0,32	26	5,45	4,89	6,47
Sr	1799	563	232	85	68	29	63	11
Pr	4,95	132	1,52	0,02	1,39	0,52	0,91	0,59
Nd	15,68	391	4,67	0,13	3,07	1,56	2,88	1,81
Zr	4,41	4,55	63,3	1,59	20,1	10,19	0,49	11,66
Hf	0,17	0,7	2,57	0,04	0,72	0,29	0,01	0,39
Sm	1,96	31,05	0,6	0,08	0,33	0,31	0,49	0,45
Eu	0,67	5,34	0,17	0,4	0,13	0,10	0,28	0,02
Gd	1,76	34,87	0,66	0,02	0,32	0,51	0,53	0,55
Tb	0,29	7,71	0,14	0,01	0,06	0,09	0,07	0,11
Dy	1,86	56,81	1	0,04	0,31	0,41	0,29	0,65
Y	22,15	36,36	10,35	0,44	1,77	2,77	7,96	4,18
Ho	0,48	15,8	0,22	0,01	0,06	0,11	0,06	0,16
Er	1,73	87,2	0,96	0,03	0,2	0,3	0,14	0,48
Tm	0,26	28,63	0,3	0,01	0,05	0,17	0,01	0,08
Yb	2,66	317	3,17	0,06	0,24	0,33	0,07	0,56
Lu	0,43	51,69	0,56	0,02	0,06	0,05	0,03	0,07
Be	119	50,8	227	64,7	50,1	291475	9,2	315311
(La/Yb) _n	7,07	0,05	1,71	2,78	94,71	11,81	45,6	9,04
(Ce/Yb) _n	4,62	0,05	1,14	1,51	26,52	4,31	18,3	3,06
Eu/Eu [*]	1,11	0,5	0,84	33,77	1,29	0,78	1,72	0,12
REE	107	1240	35,69	1,36	65,4	15,64	15,33	19,34

Эле- мент	Породы							
	КПШ-кварц-флюорит- Ве руда, XVII		КПШ- флюорит- Ве руда, II		Апатит-карбонат-флюорит- Ве руда, I		Флюорит-КПШ- Ве руда, XVII	
	Минерал		Минерал		Минерал		Минерал	
	Флюорит	КПШ	Фенакит	Флюорит	Апатит	Баевит	Флюорит	Мелинго- фан
E-768/1	E-768/1	E-771/1	EK-1	EK-1	EK-1	EK-1	EK-2	EK-2
Ti	119	45,26	299	247	344	171	113	166
Li	0,68	1,38	54,3	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	10,33	514	26,1	0,66	0,75	7,32	3,78	9,96
Cs	0,04	1,25	0,35	0,04	0,04	0,37	0,06	0,08
Pb	49,8	112	159	5,09	23	12,52	5,38	25,23
Ba	129	618	153	184	2432	2887	10,31	16,95
Th	7,06	3,4	2,95	3,95	876	2,13	0,47	19,53
U	0,58	0,21	0,32	0,3	52,39	0,3	0,4	32,83
Nb	1,78	3,67	5,15	2,16	34,75	0,72	2,96	0,95
Ta	0,02	0,02	0,07	0,62	0,30	0,04	0,78	0,04
La	70,3	30,1	2195	12,85	361	20,66	16,92	543
Ce	65,2	29,9	1075	16,14	423	20,14	19,14	816
Sr	384	117	300	2297	27867	258	285	131
Pr	3,91	1,84	53	1,35	31,23	1,23	1,44	70,31
Nd	7,97	4,26	79,9	3,57	68,37	2,45	3,43	159,14
Zr	11,68	15,8	9,46	8,8	5,74	11,97	9,12	6,46
Hf	0,39	0,68	0,36	0,2	0,17	0,30	0,24	0,11
Sm	0,89	0,71	2,44	0,5	9,66	0,33	0,36	15,33
Eu	0,26	0,71	0,37	0,12	2,44	0,01	0,08	3,41
Gd	0,88	0,52	12,84	0,61	7,86	0,37	0,37	9,49
Tb	0,14	0,09	0,49	0,1	1,3	0,06	0,05	1,25
Dy	0,74	0,46	0,67	0,68	7,88	0,36	0,35	6,47
Y	19	6,17	3,09	9,56	33,83	1,87	12,85	85,26
Ho	0,15	0,09	0,1	0,16	1,62	0,07	0,07	1,24
Er	0,45	0,27	0,22	0,46	4,48	0,2	0,24	3,15
Tm	0,08	0,05	0,06	0,07	0,75	0,03	0,04	0,45
Yb	0,66	0,38	0,26	0,44	5,97	0,23	0,22	2,79
Lu	0,1	0,08	0,06	0,07	1,1	0,03	0,03	0,36
Be	2,56	11	294387	253	226	46442	271	38640
(La/Yb) _n	73,0	54,5	5736	20,06	41,48	62,6	52,59	133
(Ce/Yb) _n	26	20,8	1079	9,68	18,66	23,45	22,86	76,80
Eu/Eu [*]	0,9	3,59	0,2	0,67	0,86	0,06	0,66	0,87
REE	152	69,51	3420	37,12	927	46,16	42,75	1632

Эле- мент	Породы							
	КПШ-карбонат- флюорит-Ве руда, I		КПШ-кавари- флюорит-Ве руда, I		Алатит-карбонат- КПШ-флюорит- Ве руда, I		КПШ- карбонат- флюорит- Ве руда, I	Бергран- дит-флюо- ритовая богатая руда, I
	Минерал		Минерал		Минерал		Минерал	Минерал
	Флюорит	Алатит	Миларит	Бавенит	Флюорит	Алатит	Миларит	Бергран- дит
	EK-353-85	EK-353-85	EK-353	EK-353	EK-402-85	EK-402-85	EK-402	EK-5433
Ti	71,4	96,3	152	171	54,8	91,3	136	834
Li	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	3,98	1,92	100	3,63	1,37	4,87	96,89	9,47
Cs	0,07	0,08	0,09	0,35	0,05	0,17	0,09	0,04
Pb	5,67	22,61	4,27	7,74	4,59	24,33	5,64	18,21
Ba	212	401	14477	496	290	378	6472	20,58
Th	2,97	776	1,69	5,3	9,25	1037	1,44	0,16
U	1,73	281	1,58	0,66	0,92	230	1,33	0,07
Nb	4,35	1,92	0,9	0,74	2,11	1,04	2,1	1,7
Ta	0,41	0,13	0,12	0,04	0,3	0,11	0,07	0,16
La	22,45	419	99	10,08	23,52	423	39,52	0,55
Ce	27,68	422	61,3	11,33	30,39	433	20,53	0,93
Sr	2471	36159	257	256	2425	34358	160	12,04
Pr	2,01	26,99	3,29	0,82	2,52	28,88	1,17	0,13
Nd	5	54,65	6,62	2,04	6,9	60,25	2,31	0,49
Zr	57,85	5,31	6,24	3,4	13,27	3,74	2,97	4,88
Hf	2,92	0,14	0,2	0,08	0,43	0,08	0,09	0,16
Sm	0,77	6,9	0,75	0,37	1,08	7,86	0,26	0,11
Eu	0,2	1,69	0,57	0,13	0,21	2,16	0,16	0,02
Gd	0,79	5,62	0,8	0,39	1,05	6,32	0,31	0,13
Tb	0,13	0,93	0,13	0,07	0,18	1,09	0,05	0,02
Dy	0,86	5,93	0,65	0,45	1,09	6,6	0,26	0,14
Y	12,95	30,04	4,15	2,74	12,27	34,24	1,94	0,79
Ho	0,2	1,2	0,13	0,1	0,25	1,4	0,06	0,03
Er	0,6	3,56	0,36	0,29	0,69	4,09	0,17	0,09
Tm	0,09	0,67	0,06	0,04	0,1	0,75	0,03	0,01
Yb	0,65	6,09	0,39	0,3	0,66	6,68	0,19	0,09
Lu	0,1	1,18	0,06	0,05	0,1	1,34	0,03	0,01
Be	60	217	24511	37347	24	81	24567	139587
(La/Yb) _n	23,6	47,09	173	22,98	24,56	43,35	140	4,11
(Ce/Yb) _n	11,18	18,21	41,03	9,92	12,2	17,05	27,88	2,67
Eu/Eu [*]	0,8	0,84	2,26	1,03	0,62	0,94	1,77	0,52
REE	61,52	956	174	26,44	68,74	983	65,04	2,75

Эле- мент	Породы							
	Берtran- дит-флюо- ритовая богатая руда, I		Эвдилимит- флюоритовая руда, XVIII		Kальцит- кварц-КПШ- флюорит- Ве руда, I	Kальцит- кварц- флюорит- Ве руда, I	KПШ-кальцит- флюорит- Ве руда, I	Кварц-КПШ- кальцит- флюорит- Ве руда, II
	Минерал		Минерал		Минерал	Минерал	Минерал	Минерал
	Флюорит	Флюорит	Эвдили- мит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит
	ЕК-5433	ЕК-1481	ЕК-1481	E-329-40	E-92-28	E-92-23	E-3791	E-113
Ti	645	292	187	986	1445	728	292	318
Li	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	12,29	11,3	13,85	42,1	5,34	21,33	39,93	21,13
Cs	0,07	0,14	0,66	0,39	0,22	0,17	0,42	0,19
Pb	31,41	218	139	8,74	10,4	2,67	9,29	14,18
Ba	7,57	129	65,96	16,84	148	79,53	58,2	11,4
Th	0,55	98,29	0,96	64,62	108	8,12	2,84	0,59
U	0,09	0,21	0,04	1,61	0,89	0,26	0,23	0,15
Nb	7,74	4,15	1,53	40,73	58,46	10,21	3,41	18,42
Ta	0,82	0,48	0,12	2,99	3,84	0,36	0,48	1,78
La	4,64	3,26	0,29	28,31	158	9,45	96,1	11,33
Ce	6,32	4,18	0,29	45,78	250	17,24	94,4	15,4
Sr	258	2298	46,48	1264	1141	468	496	707
Pr	0,73	0,41	0,04	5,03	21,88	2,4	6,82	1,65
Nd	2,94	1,44	0,14	20,67	55,48	10,91	18,33	5,77
Zr	16,07	14,45	23,89	183	24,9	18,88	14,45	13,67
Hf	0,36	0,43	6,11	6,42	0,75	0,72	0,45	0,37
Sm	0,7	0,27	0,04	5,23	8,2	2,74	3,41	0,86
Eu	0,17	0,05	0,001	1,07	0,91	0,86	0,84	0,17
Gd	0,96	0,25	0,03	6,36	6,76	3,51	4,74	0,76
Tb	0,17	0,06	0,01	1,22	1,34	0,59	0,78	0,11
Dy	1,11	0,44	0,05	8,83	9,36	3,81	5,06	0,64
Y	9,32	14,38	0,41	133	187	37,84	62,44	5,41
Ho	0,25	0,12	0,01	2,2	2,34	0,86	1,16	0,13
Er	0,72	0,52	0,04	8,07	8,46	2,49	3,22	0,37
Tm	0,1	0,16	0,01	1,72	1,59	0,38	0,43	0,05
Yb	0,61	2,29	0,15	13,43	10,68	2,36	2,29	0,32
Lu	0,07	0,58	0,04	1,98	1,42	0,36	0,28	0,05
Be	371	843	36833	20	191	27	314	850
(La/Yb) _n	5,23	0,98	1,36	1,44	10,16	2,75	28,72	24,39
(Ce/Yb) _n	2,74	0,48	0,51	0,90	6,16	1,93	10,84	12,73
Eu/Eu*	0,63	0,58	0,1	0,57	0,38	0,85	0,64	0,66
REE	19,51	14,01	1,13	150	537	57,9	238	37,6

Эле- мент	Породы							
	Апатит- кальцит- флюорит- Ве руда, XII	КПШ- флюорит- Ве руда, XII	КПШ- флюорит- Ве руда, XV	Кальцит- кварц-КПШ- флюорит- Ве руда, XV	Кальцит- КПШ- флюорит- Ве руда, XVII	Эпирин- флюорит- Ве руда, XVII	Флюорит- Ве руда с флогопи- том, XVIII	Кальцит- флюорит- Ве руда, XVIII
	Минерал	Минерал	Минерал	Минерал	Минерал	Минерал	Минерал	Минерал
	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит	Флюорит
E-2r-28	E-399-15	E-4678	E-796-9	E-4284	E-4380	E-82-8	E-5048	
Ti	1340	230	1442	240	276	332	360	617
Li	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Rb	66,85	0,35	39,02	67,74	3,3	3,39	11,36	11,37
Cs	1,4	0,03	0,17	0,95	0,05	0,11	0,15	0,29
Pb	4,07	4,07	70,2	7,21	4,93	29,49	7,26	14,57
Ba	72,57	5,76	414	25,4	4,01	5,05	13,83	11,17
Th	174	1,43	123	115	15,22	0,14	0,96	1,01
U	4,81	0,13	6,5	5,16	0,56	0,12	0,13	0,12
Nb	29,57	14,04	66,51	10,62	2,83	1,83	3,59	4,37
Ta	0,59	0,53	1,01	0,26	0,42	0,3	0,81	0,92
La	27,93	0,49	328	9,11	23,66	4,63	4,08	2,79
Ce	51	0,44	317	15,1	37,1	5,43	5,91	3,78
Sr	2424	1048	1867	480	930	334	515	1831
Pr	6,29	0,04	19,74	1,07	4,03	0,42	0,51	0,41
Nd	24,32	0,15	42,68	2,08	15,19	1,1	1,36	1,4
Zr	448	9,49	162	55,77	103	9,51	7,34	21,83
Hf	16,85	0,21	3,82	0,78	1,32	0,22	0,19	0,55
Sm	4,98	0,03	8,3	0,41	4,72	0,16	0,29	0,21
Eu	1,56	0,01	1,08	0,06	0,49	0,04	0,03	0,04
Gd	5,2	0,02	9,84	0,54	7,73	0,11	0,36	0,18
Tb	1,14	0,01	2,68	0,24	1,6	0,02	0,09	0,04
Dy	9,49	0,04	22,97	2,59	12,27	0,11	0,79	0,24
Y	158	1,68	995	55,74	131	3,42	43,63	4,36
Ho	2,69	0,01	6,58	0,86	3,22	0,02	0,24	0,05
Er	12,15	0,05	27,87	4,17	10,62	0,07	1,03	0,19
Tm	3,11	0,01	6,35	0,96	1,63	0,01	0,22	0,03
Yb	26,74	0,1	50,54	7,46	10,22	0,07	1,95	0,21
Lu	4,46	0,02	7,96	1,15	1,5	0,01	0,33	0,03
Be	6,7	458	239	207	2,9	36,3	4	2146
(La/Yb) _n	0,72	3,49	4,45	0,84	1,59	44,89	1,43	9,16
(Ce/Yb) _n	0,5	1,19	1,65	0,53	0,95	20,23	0,80	4,78
Eu/Eu [*]	0,95	0,99	0,37	0,4	0,25	1,04	0,27	0,58
REE	181	1,42	852	45,8	134	12,2	17,2	9,6

Примечание. н/о – элемент не определялся., КПШ – калиевый полевой шпат.

Таблица 8

**Содержания петрогенных оксидов, летучих компонентов (F – K_{отп.}) (мас. %)
и микроэлементов (ppm) в стеклах расплавных включений
в кварце гранитного массива «Шток»**

Компонент	E-300-23	E-300-8	E-300-15	E-300-14	E-300-3	E-300-13	E-300-18	E-300-21	E-300-1	E-300-5	E-300-4	E-300-19
SiO ₂	72,2	66,7	71	70,3	73,8	72,9	73,4	71,6	69	70,8	70,8	70,1
TiO ₂	0,21	0,28	0,2	0,51	0,23	0,31	0,14	0,15	0,17	0,15	0,04	0,02
Al ₂ O ₃	8,01	13,7	10,5	8,55	10,6	10,6	10,1	9,8	8,85	10,3	12,4	11,2
FeO	2,73	4,27	2,75	6,48	2,74	3,73	3,56	3,64	2,45	1,93	0,85	0,41
MnO	0,21	0,32	0,36	0,62	0,31	0,27	0,16	0,17	0,23	0,28	0,19	0,04
MgO	0,05	0,01	0,03	0,07	0,01	–	0,02	0,05	0,04	0,04	0,02	0,23
CaO	–	0,02	–	0,04	0,01	0,05	–	–	0,01	0,15	0,0	0,0
Na ₂ O	4,93	5,47	4,57	3,43	4,65	5,25	3,53	3,74	4,09	2,28	3,52	2,04
K ₂ O	4,38	6,67	4,53	5,43	4,58	5,24	4,91	5,87	5,83	6,23	6,42	7,83
P ₂ O ₅	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Сумма	92,8	97,4	94,1	95,4	96,9	98,3	95,8	95	90,7	92,1	94,3	91,8
F	1,27	0,99	1,12	2,1	1,1	2,27	0,79	1,76	1,73	1,62	1,11	0,14
Cl	0,04	0,02	0,22	0,02	0,09	0,06	0,02	0,06	0,4	0,29	0,11	0,16
B	14,2	7,6	50,5	25,5	39,8	27,6	20,7	17,8	67,2	80,8	23,1	31,6
H ₂ O	4,45	5,4	4,98	4,62	4,64	3,64	6,74	3,48	4,65	5,98	5,8	4,08
K _{тн}	1,6	1,18	1,22	1,35	1,19	1,65	1,1	1,28	1,47	1,02	1,02	1,06
Li	1548	873	1591	1323	1511	1780	935	420	1844	201	1162	567
Be	18,8	12,3	22,1	18,3	22,3	20,8	17,7	11	25	25	16,9	4,72
Ti	1155	835	1206	1803	1244	1975	651	828	680	759	168	41
Cr	0,45	0,41	0,58	0,41	0,39	1,5	0,41	0,37	0,43	0,4	0,54	1,1
Rb	397	430	472	685	394	711	759	674	–	–	–	–
Sr	1,64	40	0,91	5,75	0,39	62	71	166	0,79	5,41	2,56	4,56
Y	39	36	46	109	43	154	88	72	30	30	9,2	0,2
Zr	618	807	1238	1793	1227	3420	1704	2156	249	210	267	11,6
Nb	95	66	104	222	98	257	75	68	77	80	14	1,8
Ba	7,02	6,12	5,83	10,7	1,62	32,9	11	8,82	2	15,7	5,76	14,8
La	43	118	68	108	58	128	81	89	76	71	66	16
Ce	66	171	106	190	89	233	137	159	94	93	100	30
Nd	11	28	16	39	13	50	24	32	13	13	15	4,7
Sm	1,93	3,68	2,14	7,01	1,84	9,71	4,95	5,14	1,82	1,79	2,09	0,7
Eu	0,42	0,67	0,53	1,53	0,33	1,78	1,28	1,02	0,09	0,18	0,16	0,06
Dy	3,89	4,41	4,24	11,4	3,89	16,1	8,62	9,34	2,48	2,82	1,41	0,15
Er	4,19	4,19	4,41	11,4	4,61	15	9,07	10,3	20,9	2,89	1,63	0,09
Yb	5,66	5,23	5,58	14,7	6,01	19,5	12,4	13,7	2,4	3,87	2,65	0,09
Th	36	132	40	97	40	117	201	85	33	29	26	10
U	12,5	10,6	12,9	28	13,2	39	21,5	19	–	–	–	–

Примечание. E-300 (23-19) – номер образца, прочерк – не определялось.

Таблица 9

Химический состав пород Ортского месторождения (мас. %)

№ образца	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	K ₃
Гранитоиды малокуналейского комплекса													
Оро-1	74,27	0,33	11,39	4,28	0,15	0,34	0,5	2,17	4,62	0,01	1,74	99,8	0,72
Оро-7	77,75	0,27	11,13	3,42	0,02	0,22	0,13	0,55	4,47	0,01	2,01	99,99	0,5
Оро-9	70,7	0,37	14,85	2,2	0,03	0,2	0,5	2,87	5,44	0,02	н/о	97,18	0,69
Оро-10	67,48	0,74	14,75	3,56	0,19	0,2	0,55	4,12	5,65	0,02	н/о	97,26	0,84
Оро-11	72,95	0,44	15,37	2,34	0,01	0,27	0,13	0,2	4,13	0,03	4,17	100,04	0,3
Оро-12	75,71	0,39	12,28	3,78	0,01	0,21	0,09	0,2	4,65	0,01	2,66	99,99	0,42
Оро-14	60,65	0,44	12,07	2,9	0,1	0,05	8,52	2,64	4,38	0,05	4,22	96,03	0,72
Оро-15	76,01	0,5	10,25	4,79	0,14	0,09	0,55	1,18	3,53	0,05	н/о	97,09	0,54
Оро-16	61,37	0,79	14,17	4,65	0,42	1,70	2,67	0,13	5,06	0,02	н/о	90,98	0,39
Оро-34	70,97	0,42	14,22	2,62	0,03	0,05	0,2	5,16	5,15	0,02	0,55	99,39	0,95
Оро-35	70,75	0,42	13,62	3,02	0,03	0,05	0,2	3,29	6,78	0,02	2	100,18	0,9
Оро-37	66,07	0,55	16,91	3,3	0,24	0,05	0,05	0,14	4,77	0,03	5,49	97,6	0,31
Оро-38	76,57	0,42	10,5	3,72	0,03	0,05	0,15	1,73	4,23	0,02	2,22	99,64	0,68
Оро-39	78,23	0,44	10,63	1,98	0,03	0,05	0,25	3,08	4,52	0,02	0,78	100,01	0,9
Оро-40	71,12	0,58	14,26	2,88	0,14	0,2	1,1	0,18	4,1	0,07	5,32	99,95	0,32
Оро-41	68,26	0,49	15,53	2,76	0,15	0,28	0,85	0,99	5,35	0,17	4,82	99,65	0,46
Руды (гранитоиды с наложенной бериллиевой минерализацией)													
Оро-17	67,53	0,97	13,3	8,05	0,35	0,08	0,11	0,03	0,97	0,06	н/о	91,45	0,08
Оро-18	71,7	0,68	13,66	6,35	0,45	0,05	0,05	0,03	0,51	0,05	н/о	93,53	0,04
Оро-19	68,15	0,5	12,94	7,64	0,45	0,06	0,05	0,03	1,16	0,07	н/о	91,05	0,1
Оро-36	69,27	0,51	16,18	3,3	0,26	0,05	0,05	0,16	4,84	0,02	4,92	99,56	0,33
Оро-42	78,16	0,51	11,27	1,88	0,11	0,05	1,15	0,07	1,84	0,04	4,45	99,53	0,18
Вулканиты, слагающие Ортский вулкан													
Оро-2	63,96	0,68	16,72	3,63	0,19	0,77	1,18	5,42	4,98	0,09	2,27	99,87	0,82
Оро-3	64,26	0,8	16,66	3,6	0,16	0,64	0,9	5,22	5,38	0,13	2,1	99,86	0,83
Оро-4	68,62	0,54	14,29	4,56	0,11	0,47	0,51	2,65	5,63	0,02	2,25	99,66	0,7
Оро-8	74,3	0,44	11,74	4,88	0,4	0,24	0,13	0,2	4,41	0,01	3,08	99,83	0,42
Оро-13	71,44	0,47	15,33	2,76	0,05	0,27	0,14	1,82	4,5	0,04	2,97	99,8	0,49
Оро-20	68,9	0,67	15,99	3,58	0,09	0,29	0,57	0,2	5,53	0,15	3,89	99,85	0,38
Оро-21	70,99	0,65	14,81	3,85	0,15	0,22	0,33	0,2	5,36	0,14	3,32	100,02	0,4
Оро-22	70	0,54	13,92	4,36	0,21	0,35	0,3	2,29	5,86	0,02	1,91	99,76	0,7
Оро-30	66,99	0,68	16,74	3,4	0,03	0,05	0,2	4,94	5,15	0,06	1,37	99,61	0,79
Оро-32	70,82	0,47	14,77	2,55	0,03	0,05	0,2	3,40	4,8	0,03	2,28	99,4	0,7
Оро-33	68,29	0,45	15,41	2,97	0,13	0,05	0,27	5,39	5,58	0,02	0,96	99,52	0,93
Оро-47	76,15	0,43	11,14	4,85	0,08	0,05	0,3	0,18	3,85	0,02	3,1	100,15	0,39

Примечание. FeO_{общ.} – железо общее, п.п.п. – потери при прокаливании, K₃ – коэффициент аптанности, н/о – элемент не определялся.

Содержания микроэлементов (г/т) в городах Оротского месторождения

Элемент	Граниты малопучкового комплекса						Руды (гранитоиды с напластованием бериллитовой минерализацией)						Выпуклости, спадающие Оротский вулкан					
	№ образца						№ образца						№ образца					
	Oro-1	Oro-7	Oro-9	Oro-10	Oro-14	Oro-35	Oro-17	Oro-18	Oro-19	Oro-36	Oro-42	Oro-2	Oro-3	Oro-4	Oro-8	Oro-13		
Cr	38,9	19,3	10,3	8,6	0,83	4,5	11,7	1,9	0,91	3	1,7	4	0,5	21	0,8	1,88		
Ni	2,9	3	8,9	5,3	0,63	2	1,1	<0,5	2,2	<0,5	1,5	1,3	0,5	10,3	89,9	0,57		
Co	1	0,3	0,7	0,7	1,4	0,5	0,3	0,51	0,69	0,48	0,6	1	0,6	1	1	0,39		
Sc	5,8	3,6	4,5	4,8	2,7	4	8,4	7,38	9,9	7,05	5,8	9,2	5,8	6,8	5,9	5,57		
V	12,8	24,5	<10	12,8	25,3	36,7	63,6	53,3	60,3	42	39,3	31,5	35,6	10	24,9	13,8		
Cu	8,7	1,5	8,3	7,1	2,4	2,8	1,5	1,74	2,21	1,36	2,7	3,6	1,3	6,1	85,8	1,35		
Pb	80,5	21,2	44,8	104	31,7	35,2	39	42	52,7	32,1	134	21,6	12,9	41,2	30,9	30,1		
Zn	207	84	132	162	118	64,6	292	256	271	206	171	95,5	77,5	110	159	81,6		
K	383,27	37,090	45,159	46,902	36,350	56,283	80,52	42,34	96,30	40,177	15,274	41,307	44,678	46,753	366,65	373,81		
Rb	235	231	271	267	144	246	41,4	224	49,9	225	82,5	191	95,8	212	251	180		
Cs	1,22	0,56	1,68	1,01	0,86	0,66	0,09	0,09	0,13	0,44	0,23	0,52	0,58	0,91	0,52	0,71		
Ba	63,2	65,7	121	149	52,7	51,6	24,9	30	27,4	91,9	59	207	161	58,2	63,6	85,6		
Sr	13,3	13,6	30,4	34,5	40,3	8,5	18,9	26,5	16,3	15,9	31,3	33,3	22,8	28,3	21,1	21,1		
Ga	34,8	30,7	35,1	33,9	24,9	31,4	32,8	37	36,5	32,9	28,7	25,4	26,1	32,9	30,8	28,9		
Li	19,5	20,8	17,7	22,1	11	15,9	44,1	40,2	41,1	28,8	27,7	21,8	27,9	12,1	25,5	18,21		
Ta	4,4	2,12	6,02	4,2	3,99	6,02	8,99	3,99	9,3	5,5	22	2,3	1,9	5,1	5,4	4,35		
Nb	77,5	38,5	97,8	74	73,8	75,6	151	134	164	96	298	41,7	37,2	93,9	159	83,1		
Hf	29,3	12,3	20,1	15,6	25,1	15,9	56	35,9	71,4	30,1	67,6	19,3	15,3	45,9	52,4	25,8		
Zr	1102	281	714	562	1321	681	2045	1528	3584	1376	2889	1220	1059	1877	2750	1251		
П	2179	1862	3037	2982	2589	2474	3039	3459	2906	3034	3073	3873	4444	3279	2539	2799		

Эле- мент	Гранитоиды малонунайского комплекса										Руды (транзиты с напластенной береговой минерализацией)										Вулканические Ортокий вулкан						
	№ образца					№ образца					№ образца					№ образца			№ образца			№ образца			№ образца		
	Opo-1	Opo-7	Opo-9	Opo-10	Opo-14	Opo-35	Opo-17	Opo-18	Opo-19	Opo-36	Opo-42	Opo-2	Opo-3	Opo-4	Opo-8	Opo-13											
Y	66,4	25	83,6	77,6	74,2	57,8	113	140	133	87,5	280	55,4	32,6	118	130	79,9											
Tl	29,6	5,8	33	19,7	14,4	22,8	57,2	37,8	49,7	25,9	74,9	10,6	3,37	31,4	48,4	30,8											
U	5,44	1,36	8,41	4,35	3,03	2,94	13,2	5,46	14	7,35	17,3	2,55	0,9	8,86	18,4	6,55											
La	57	32,9	123	124	68,8	64,4	57,8	99,3	36	80,2	166	72,8	38,6	127	166	107											
Ce	117	56,1	252	244	184	111	118	205	73	198	311	147	79,1	311	249	205											
Pr	11,6	5,1	30,1	25,3	15,7	16	11	15,61	8,73	15,11	32,9	17,6	9,8	31	23,5	18,9											
Nd	36,7	15,3	104	84,7	52,4	56,2	41	52,4	35,1	50,2	115,4	62,7	37	104	70,8	61,4											
Sm	7,4	2,4	16,6	13,9	10,8	10,5	10,1	10,1	9,7	11,30	20,8	11,9	6,6	18,2	11,4	10,8											
Eu	0,8	0,27	1,88	1,48	1,23	1,04	1,25	1,12	1,2	1,37	2,11	1,7	1,15	2,28	1,3	1,33											
Gd	7,02	2,2	14	10,4	10,5	9,19	11,4	11,18	10,8	12,4	21,2	9,85	5,96	16	12,3	10,4											
Tb	1,41	0,46	2,33	1,6	1,9	1,71	2,33	2,25	2,4	2,21	4,46	1,66	1,02	2,79	2,3	1,91											
Dy	9,32	3,11	13,3	8,12	12	10,6	17,2	16,2	20,5	13,9	30,5	9,96	6,05	17,4	14,8	11,4											
Ho	3,26	0,8	2,93	2,18	2,4	2,45	4,48	4,13	5,33	3,22	7,91	2,1	1,27	4,12	3,92	2,64											
Er	7,91	2,78	8,9	6,36	7,24	7,37	16,62	13,5	19,2	10,4	26,92	5,86	3,63	12,8	13,4	8,78											
Tm	1,43	0,59	1,56	1,06	1,13	1,16	3,1	2,3	3,6	1,79	4,59	0,9	0,63	2,22	2,59	1,62											
Yb	10,1	4,73	9,81	7,09	7,94	7,56	21,4	17	27,4	11,5	30,7	6,27	3,86	14,7	17,8	11											
Lu	1,54	0,84	1,49	1,11	1,2	1,26	3,34	2,69	4,37	1,9	4,72	0,95	0,64	2,08	3,18	1,65											
F	н/о	н/о	н/о	1,2	0,03	0,06	0,08	0,15	0,08	0,75	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о											
Be	16,3	-	15,5	17,5	9	8,8	8616	3387	6902	3393	4865	10	6	10	8,6	15,7											

Примечание. Н/о — элемент не определялся.

Химический состав пород и руд Аунинского месторождения
(вес. %)

№ образца	Порода, руда	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ}	MnO	MgO	CaO	K ₂ O	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	K ₀
Ay-73911	Песчаник	47,1	0,64	9,1	1,94	1,22	1,9	18,7	3,02	0,44	0,17	12,85	97,1
Ay-736		50,6	2,27	17,56	10,78	0,15	3,5	4,5	3,15	4,45	0,65	1,67	99,24
Ay-7361	Керсантит	48	2,2	16,39	10,39	0,19	3,73	5,29	4,6	2,5	0,59	н/о	93,86
Ay-737	Дайка сиенит-порфир	60,2	0,49	17,27	4,96	0,2	0,5	1,6	6,17	5,47	0,09	0,67	97,6
Ay-738	Лейко-траппты	75,4	0,07	11,12	2,48	0,03	0,05	1,1	3,32	4,79	0,02	0,16	98,51
Ay-739		73,7	0,16	12,16	3,44	0,02	0,05	0,7	3,24	4,89	0,04	1,37	99,77
Ay-73812		20,3	1,01	20,7	3,22	0,17	6,3	42,02	0,07	3,37	0,11	3,09	100,34
Ay-73815		18,9	0,82	4,98	1,45	0,08	0,63	48,76	0,1	3,84	0,18	0,6	80,33
Ay-73913		24,7	0,65	4,96	1,93	0,07	1,13	43,06	1,6	1,89	0,31	3,35	83,68
Ay-73914	Бериллиевые руды	32	0,59	6,77	3,81	0,04	0,43	35,61	2,63	1,46	0,11	1,21	84,65
Ay-73915		27,6	1,15	5,25	3,42	0,13	2,14	37,77	1,27	2,66	0,14	4,08	85,61
Ay-73919		30,3	0,32	5,82	3,41	0,08	0,85	36,95	3,1	0,32	0,47	3,38	85
Ay-73818		20,7	0,29	4,33	1,32	0,08	1,63	57,7	0,57	4,39	0,15	5,06	96,16
Ay-7377		20,6	0,25	5,21	2,12	0,04	0,85	57,73	0,66	4,6	1,24	4,54	97,79

Примечание. FeO_{общ} – железо общее, П.п.п. – потеря при прокаливании, K₀ – коэффициент алланности, прочерк – ниже пределов чувствительности.

**Содержания микроэлементов (г/т) в породах и рудах
Аунинского месторождения**

Эле- мент	Песчаник	Карбонат	Дайка сиенит-порфира		Лейкогранит		Бериллиевые руды			
			№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца
Ay-739/11	Ay-736	Ay-736/1	Ay-737	Ay-738	Ay-739	Ay-738/2	Ay-739/3	Ay-739/4	Ay-739/5	Ay-739/6
Cr	125	11,6	5,8	11,7	26,9	9,3	56,8	26,9	29,3	162
Ni	52,1	8,1	13,2	6,4	9,7	5	35,6	19,5	16,4	145
Co	11,4	27,9	24,9	2,2	2,8	2	12,4	5,59	4,93	10,5
Sc	11,1	11,3	10,7	5,1	2,7	<0,5	2,9	1,01	2,63	2
V	75,7	119,7	130	<10	42,8	<10	70,4	29,6	42,1	64,3
Cu	17,1	10,2	9,7	20,7	6,9	11,1	63,7	12,7	31,7	53,3
Pb	5,9	115	15,4	172	122	65,4	33,6	31,5	142	77,1
Zn	30,2	221	103	224	214	213	61,8	73,4	208	100
K	3653	36941	20761	45408	39763	40993	27974	31876	15689	12119
Rb	20,2	89	130	773	259	372	1791	408	561	417
Cs	0,74	6,93	5,5	3,9	2,76	1,24	7,25	2,83	2,03	1,23
Ba	133	1427	843	588	584	312	502	353	435	285
Sr	834	923	776	325	2702	153	1621	2635	2276	2192
Ga	6,7	22,1	18,9	30,2	<0,5	37,7	7,02	6,11	7,2	12,1
Li	13,6	36,4	35,4	410	470	42,7	667	458	621	513
Ta	0,4	1,4	1,13	2,7	0,8	41	0,66	0,32	0,9	1,76
Nb	6,57	19	17,4	57,6	115	476	75,9	86,5	64,7	186
Hf	1,59	5,54	4,02	15,3	2,22	46,7	4,72	3,3	4,12	4,94
Zr	55,9	242	184	699	129	1560	147	81,3	137	180
П	3338	12545	11516	3257	1485	694	3170	1092	881	2753

Эле- мент	Песчаник	Керсантит	Дайка смеинт- порфира	Лейкогранит	Бериллиевыеруды						
					№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	№ образца	
Y	Ay-739/11	Ay-736	Ay-736/1	Ay-737	Ay-738	Ay-739	Ay-738/2	Ay-738/3	Ay-738/4	Ay-738/5	Ay-738/6
Th	24,2	31,1	26,4	50,5	60,3	156	272	249	399	639	490
U	4,08	4,14	2,98	29,5	1333	661	203	73,1	240	730	286
La	0,96	1,16	0,91	5,82	25,2	88,9	4,19	4,18	4,68	17	10,7
Ce	22,4	38,8	33,6	74,0	351	154	22,2	11,2	48,1	49,6	44,5
Pr	43,1	83,9	71,9	161	976	346	55,6	23	140	142	117
Nd	5,2	10,3	9,01	16,7	90	35,3	6,51	283	16	15,6	11,3
Sm	20,6	41,7	37,8	57,1	256	112	23,4	11,5	53,9	43,1	32,2
Eu	4,5	8,6	6,27	10,6	72,1	26,2	9,53	5,31	14,5	10,5	8,4
Gd	0,96	2,84	2,29	1,33	2,07	0,51	0,87	0,57	0,64	0,57	0,67
Tb	4,53	7,66	6,25	8,67	58,6	22,6	11,2	6,78	11,5	11	9,6
Dy	0,74	1,12	0,997	1,42	16,2	4,27	3,94	2,81	3,72	3,96	3,61
Ho	3,96	6,2	4,92	7,57	107	27,5	34,6	23,1	31,3	38,2	35,4
Er	0,66	1,26	1,06	1,75	22,7	6,19	9,11	6,31	8,4	11,5	11,4
Tm	2,3	3,15	2,63	5,29	77,4	19,5	37,0	26,9	35,7	50,7	52,6
Yb	0,32	0,48	0,39	0,87	13,6	3,5	7,8	6,7	7,82	11,9	12,7
Lu	1,98	3,02	2,35	6,36	76,4	24	57,1	47,3	48	76	91,3
F	0,33	0,41	0,37	0,92	8,3	3,34	8,15	6,74	6,22	9,56	12,6
Be	0,02	0,10	0,10	n/a	n/a	27,8	31	26,8	23	22	30
	2,3	3,2	3,9	17	1145	7,8	41,7	42	236	29	200

Химический состав пород и руд Амандацкого месторождения (мас. %)

№ образца	Породы, руды	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{общ.}	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	K _o
АМ-740/4	Песчаник	67,9	0,72	12,3	7,45	0,08	2,5	1,4	1,7	1,66	0,13	1,08	96,89
АМ-740/5	Кристаллический известник	0,86	0,04	0,22	0,15	0,03	0,6	55,5	0,03	0,02	0,03	41,8	99,23
АМ-744/6	Кристаллический спанец	34,7	0,56	9,6	5,51	0,23	11,7	13,8	0,59	1,84	н/о	н/о	78,52
АМ-3	Скарн	69,2	0,11	7,34	6	0,3	0,4	8,22	3,63	2,99	0,05	1,5	99,68
АМ-740	Гранодиориты	69,1	0,07	15,35	2,47	0,03	0,05	0,9	4,35	6,51	0,02	0,05	96,9
АМ-740/1		70	0,16	14,39	2,62	0,09	0,03	0,44	5,91	4,86	0,02	0,88	99,38
АМ-741	Лейкограниты	75,5	0,14	12,28	2,55	0,03	0,1	0,45	4,09	3,89	0,02	0,05	99,13
АМ-741/1		75,6	0,18	11,82	2,78	0,02	0,30	0,34	3,46	3,94	0,01	н/о	98,47
АМ-742		62,8	0,08	16,84	4,4	0,28	0,05	0,8	4,58	6,9	0,02	1,89	98,66
АМ-743	Щелочные кварцевые синекти	62,3	0,02	17,81	4,9	0,31	0,05	0,2	3,15	8,28	0,02	1,39	98,41
АМ-205		66,5	0,04	16,27	1,24	0,01	<0,05	0,05	11,13	0,33	0,12	1,12	98,61
АМ-305		67,3	0,2	18,5	0,81	<0,01	<0,05	0,02	11,32	0,23	0,29	0,68	99,34
АМ-740/2		65,6	0,1	17,3	1,26	0,03	0,07	0,11	6,73	4,64	0,08	н/о	95,95
АМ-740/3	Альбигитированные граниты	65,9	0,16	18,59	0,64	0,03	0,03	0,05	7,39	3,72	0,06	н/о	96,55
АМ-741/2		60,6	0,07	16,81	3,33	0,24	0,29	0,89	7,68	2,29	0,45	н/о	92,62
АМ-744/1		64,2	0,09	16,72	3,61	0,15	0,18	0,96	7,47	3,95	0,01	н/о	97,29
АМ-744/2		59,6	0,06	16,71	2,72	0,34	0,42	2,09	8,75	0,48	0,57	н/о	91,73
АМ-740/6		18,2	0,38	2,21	0,91	0,17	0,04	51,7	0,05	1,78	0,37	0,55	76,35
АМ-741/3		24,3	0,18	4,89	2,68	0,18	0,47	44,9	2,05	2,14	0,4	1,92	84,08
АМ-744/5а	Берилловые руды	4,88	<0,01	0,44	2,72	0,89	18,87	28,7	0,31	0,06	0,04	43,46	100,32
АМ-1		17,5	0,28	2,22	0,47	56,52	0,16	2,19	2,35	0,1	0,16	2,94	84,9
АМ-2		14,4	0,08	2,28	1,22	57,13	0,14	2,26	2,4	0,05	0,09	2,04	82,04

Примечание. FeO_{общ.} – железо общее, п.п.п. – потеря при прокаливании, K_o – коэффициент алланности, н/о – элемент не определялся, пр-кирк – ниже пределов чувствительности.

**Содержания микроэлементов (г/т) в породах и рудах
Амандацкого месторождения**

Эле- мент	Извест- няк	Кристал- лический сланец	Скарн	Гранодио- риты		Лейкограниты		Щелочные кварцевые сиениты			
	# образца			# образца		# образца		# образца			
	Ам- 740/5	Ам- 744/6	Ам-3	Ам- 740	Ам- 740/1	Ам- 741	Ам- 741/1	Ам- 742	Ам- 743	Ам- 2/05	Ам- 3/05
Cr	1,77	124	35,4	10,2	5,5	11,2	7,4	<0,1	<0,1	9,1	10,8
Ni	2,91	85	4,2	3,1	1,4	6,4	3,2	4,9	<0,5	4,4	3,4
Co	1,76	19,6	н/о	0,5	0,5	1,9	1,4	0,6	0,3	0,3	0,4
Sc	0,39	14,3	7,6	<0,5	0,6	3,3	2,9	2,1	6,5	4,8	2,3
V	14	91,9	4,5	<10	12	<10	14,5	1,4	2,7	3,1	15,1
Cu	0,39	15,3	6,4	4,6	14,1	8,9	4,5	4,4	9,2	4	3,3
Pb	0,6	16	366	145	18,2	3,4	2,5	385	62	313	34,1
Zn	2,8	152	228	127	384	38	29,2	507	707	4,7	1,2
K	166	15274	24803	58192	40343	32291	32681	57277	68732	2764	1901
Rb	3,02	204	399	413	730	96	94,8	1161	281	25,8	19,2
Cs	0,11	4,8	1,4	3,22	1,8	0,8	0,6	2,6	1,1	0,2	0,1
Ba	26	1661	33	11,2	12,5	1778	1914	35,1	150	25,9	21,9
Sr	5008	133	216	9,28	18,6	35,1	30,9	40,1	14,2	16,3	58,2
Ga	0,06	9,5	30,9	38,8	39,7	16,1	16,1	41,5	74,2	94,1	74,4
Li	8,1	66,1	20,3	246,2	49,9	4,4	5,2	413	6,8	1,4	0,7
Ta	0,03	0,6	13,6	10	9,6	0,6	0,7	13	35,6	84,2	25
Nb	1,04	7,7	401	103	96,9	8,8	9,9	184	455	815	261
Hf	0,04	2,1	41,6	7,3	16,1	3,2	3,5	56	173	220	126
Zr	2,83	89,3	1966	205	576	84	88,9	3287	10625	10107	6728
Ti	189	2686	541	516	664	1051	1037	508	365	114	1017
Y	3,1	12,3	1005	48,2	96,8	28,2	18,3	153	121	195	167
Th	0,23	2,8	78	7,05	90,9	7,6	5,7	54,7	97,4	106	318
U	3	0,6	30	5,25	7,9	1,3	0,96	35,2	76,7	64,1	31,4
La	1,6	17,4	654	13,4	87,3	30,8	19,4	1342	185	483	1475
Ce	2,9	32	1361	32	175	63,3	44,9	1720	334	1202	3062
Pr	0,36	4	132	3,3	17,4	7,4	5,2	81,4	31,2	92,5	245
Nd	1,2	15,4	403	11,5	53,8	29,5	21,9	192	97	292	534
Sm	0,29	2,6	72,3	2,8	10,8	6,7	4,9	19,5	12,9	47,7	81,6
Eu	0,08	0,8	2	0,06	0,18	1,5	1,2	0,32	0,2	0,62	1,29
Gd	0,29	2,4	73,2	3,26	19,9	6,1	4,6	23,2	12,4	39,6	59,5
Tb	0,07	0,43	15,6	0,7	1,8	0,86	0,7	3,25	2,48	5,21	7,29
Dy	0,6	1,9	112	4,92	11,6	5	3,8	18,4	18,8	29,9	32,4
Ho	0,13	0,44	27	1,23	3,1	1,1	0,8	4,36	5,74	6,35	7,07
Er	0,34	1,24	88	3,96	8,5	3,2	2,3	15,4	23,5	23,4	25,7
Tm	0,07	0,22	15	0,71	1,7	0,51	0,3	3,0	5,16	4,46	5,54
Yb	0,41	1,39	100	4,74	12	3,3	2,5	20,8	38,2	35,5	40,5
Lu	0,06	0,2	14	0,6	1,8	0,6	0,4	3,44	6,45	5,53	6,95
F	0,02	н/о	н/о	н/о	0,25	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Be	1,5	3,4	22	11	10	1,8	2,8	10,6	2	5,6	5,1

Элемент	Альбитизированные граниты					Бериллиевые руды				
	№ образца					№ образца				
	Ам-740/2	Ам-740/3	Ам-741/2	Ам-744/1	Ам-744/2	Ам-740/6	Ам-741/3	Ам-744/5а	Ам-1	Ам-2
Cr	4,1	3,3	4,1	2,8	3,4	21,6	26,2	1,4	3,2	4,3
Ni	6,9	3,4	3,4	2,3	5,4	5,4	16,6	4,6	9,9	9,7
Co	0,6	0,3	0,4	0,5	1,1	0,7	3,5	1,44	н/о	н/о
Sc	13,4	4	3,3	0,32	1,9	0,9	3,57	0,33	0,71	0,76
V	1,4	0,6	4,9	1,1	8,9	<10	14,5	2,7	3,3	3,8
Cu	5,7	1,8	10,3	5	7,6	8,3	3,5	0,9	3,9	4,8
Pb	21,6	4,4	67	40,4	296	143	49,9	12,2	62,1	64,1
Zn	3,9	1,4	570	228	382	131	165	378	84	261
K	38517	30880	18993	32747	3968	14776	17764	481	789	407
Rb	381	336	211	326	32,8	171	286	4,24	266	308
Cs	1,6	1,1	0,7	1,3	0,22	0,77	1,6	0,09	1,7	1,9
Ba	256	165	85,9	40	36,6	79,4	32,3	551	58	84,6
Sr	21,1	13,2	95,3	49,2	114	2921	390	58	2738	2665
Ga	84,0	93,7	4,6	37,5	0,14	<0,5	16,6	0,38	6,1	4,6
Li	6,1	4,6	3,1	30,7	13,4	13,7	171	4,26	158	255
Ta	112	47,1	24,9	8,1	10	0,6	31,1	0,11	1,4	1,5
Nb	1111	453	316	91	117	51,1	431	0,82	90,8	122
Hf	449	195	128	26	51	5,14	34	0,06	15	6,2
Zr	20249	9406	7031	1374	2573	125	1914	2,95	493	134
Ti	84,3	29,5	322	387	304	657	809	97	1554	570
Y	738	268	133	76	132	597	650	2,25	1703	1052
Th	247	94,8	169	70	123	371	219	0,35	1636	538
U	72,2	55,4	41,7	13,4	27	2,64	45,4	0,15	16	6,2
La	60,3	36,2	2955	148	3106	76,3	350	1,98	86,9	34,9
Ce	152	87,8	5144	251	5615	228	589	3,06	319	141
Pr	15,8	10,3	472	22,7	513	29,3	61	0,35	46,4	21,5
Nd	48,8	35,4	1155	67,1	1294	109,8	215	1,53	170	85
Sm	13,2	9,5	106	10,5	118	32,3	58	0,29	59,3	33,7
Eu	0,39	0,24	1,26	0,27	1,34	0,55	1,65	0,18	1,09	0,72
Gd	24,3	14,7	73,8	10	92,7	20	65,2	0,27	45,4	26,3
Tb	9,55	4,70	8,28	1,72	8,76	6,18	14,3	0,04	15,7	10,4
Dy	96,6	36,6	25,5	10	26	54,8	88,9	0,24	152	111
Ho	29,8	11	4,6	2,7	4,2	16,3	18,9	0,07	45,7	33,5
Er	124	42,4	15,1	9,1	11,8	88,3	51,3	0,17	224	183
Tm	27,3	9,49	3,17	1,99	1,84	24,4	8	0,03	52,7	51
Yb	191	61,2	25,6	13	15,7	205	43,3	0,15	423	462
Lu	31,1	10,3	3,58	1,97	1,7	29,4	5,8	0,02	57	67,1
F	0,05	н/о	н/о	н/о	н/о	32	25,5	н/о	36,3	36,3
Be	3,3	3,4	3,9	8,3	4,3	12192	573	0,72	7	92,5

Примечание. н/о – элемент не определялся.

Химический состав пород Урмийского месторождения
(вес. %)

№ образца	Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{total}	MnO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	п.п.п.	Сумма	K ₂ O
Уб-1/08		76,7	0,08	12,41	1,09	0,02	0,24	4,2	4,58	0,01	0,53	99,98
Уб-2/08		76,3	0,1	12,34	1,53	0,11	0,05	0,37	3,85	4,82	0,01	0,5
Уб-4/08		76,2	0,06	12,36	1,48	0,1	0,11	0,28	4,26	4,32	0,01	0,72
Уб-13/08	Гранитоиды	75	0,16	12,4	1,81	0,09	0,1	0,46	4,15	4,97	0,01	0,72
Уб-16/08		74,9	0,13	12,68	1,72	0,14	0,08	0,48	4,37	4,77	0,01	0,74
Уб-17/08		77,2	0,1	11,7	1,32	0,05	0,08	0,34	3,79	4,75	0,01	0,6
Уб-19/08		77,3	0,06	11,92	0,93	0,04	0,08	0,45	3,86	4,73	0,01	0,55
Уб-24/08		74	0,22	13,4	1,24	0,02	0,12	0,48	4,09	5,85	0,02	0,54
Уб-22/08	Щелочные сиениты	63,6	0,87	16,94	3,47	0,13	0,72	1,54	5,2	6,75	0,23	0,45
Уб-23/08		60,6	1,24	16,92	5,1	0,13	1,32	2,36	5,39	5,96	0,44	0,54
Уб-11/08	Кварцевые метасоматиты	88,9	0,02	2,31	5,92	0,97	0,05	0,03	0,14	0,95	0,02	0,63
Уб-8/28		55,4	0,21	1,09	17,77	10,4	0,11	0,06	0,22	0,06	0,08	1,81
Уб-4/87		79,6	0,02	1,33	8,99	1,3	0,08	0,06	0,13	0,18	0,05	3,16
Уб-6/08		62,6	0,14	11,88	7,15	3,49	0,06	0,24	7,05	0,29	0,04	3,57
Уб-7/08		66,9	0,02	17,77	2,42	0,45	0,07	0,03	0,19	10,5	0,02	1,24
Уб-8/08	Палеоплатиновые метасоматиты	71,5	0,02	16,31	2,1	0,05	0,09	0,11	0,24	8,19	0,01	1,1
Уб-9/08		70,6	0,02	15,51	2,75	0,03	0,09	0,09	0,2	8,57	0,01	1,22
Уб-10/08		66,8	0,06	18,86	1,7	0,01	0,09	0,12	10,93	0,22	0,02	1,22
Уб-5/150		69,2	0,02	7,79	6,68	2,05	0,23	0,07	0,33	2,97	0,02	3,16
Уб-5/143		60,7	0,21	13,47	7,81	2,5	0,22	0,1	0,24	7,11	0,02	3,29
Уб-5/147		60,6	0,02	12,93	6,63	2,7	0,28	0,06	2,62	5,71	0,02	3,36
Уб-5/169		63,1	0,02	12,15	7,18	5,4	0,22	0,1	0,37	5,28	0,02	3,85

Примечание. FeO_{total} – железо общее, п.п.п. – потери при прожигивании, K₂O – коэффициент апатитности, Н₂О – элемент не определен, пр-ч – ниже пределов чувствительности.

Содержания микроэлементов (г/т) в породах Урмийского месторождения

Эле- мент	Гранитоиды		Щелочные сyenиты		Кварцевые метасоматиты		Половощатовые метасоматиты		На образцах	
	№ образца	На образцах	№ образца	Уб-	Уб-	Уб-	Уб-	Уб-	Уб-	Уб-
Yb	Уб- 1/08	Уб- 12/08	Уб- 13/08	Уб- 16/08	Уб- 17/08	Уб- 19/08	Уб- 24/08	Уб- 22/08	Уб- 8/08	Уб-
Cr	67,9	20,9	73,0	46,8	56,5	27	47,2	83,36	19,35	34,74
Ni	8,83	9,29	8,55	9,36	7,7	9,28	8,84	9,14	9,04	8,73
Co	0,54	0,56	0,54	0,65	0,72	0,54	0,54	0,74	1,46	5,29
Sc	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
V	9,87	9,64	9,75	9,58	9,56	9,08	9,35	11,3	21,3	48,1
Cu	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Pb	14,83	49,15	17,73	22,09	111	30,17	16,18	47,39	24,78	24,58
Zn	59,39	164	94,11	81,57	96,1	54,71	49,24	53,72	94,9	103
K	38238	40225	36130	41648	398688	39652	39517	488011	563352	49779
Rb	460	429	680	425	517	422	399	406	126	121
Cs	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ba	10,84	34,07	9,89	5,71	6,11	6,41	12,81	37,96	10,29	13,95
Sr	8,6	10,43	9,65	12,57	7,81	8,29	12,92	10,55	13,7	32,5
Ga	28,14	23,98	30,84	25,21	26,79	22,17	25,55	25,33	23,98	7,8
Li	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
Ta	1,28	3,03	6,8	2,49	6,53	3,31	4,77	3,9	1,15	1,28
Nb	62,65	63,09	180,9	69,96	95,35	60,33	71,56	56,5	21,6	22,2
Hf	15,45	8,63	20,4	12,7	17,2	11,8	11,5	12,6	9,19	9,49
Zr	493	242	401	430	452	340	269	418	490	527

Элемент	Гранитоиды			Щелочные сиениты			Кварцевые мегасоматиты			Тонкие метасоматиты			Полевошпатовые метасоматиты				
	№ образца			№ образца			№ образца			№ образца			№ образца				
Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.	Уб.		
Yb	1/08	2/08	12/08	13/08	16/08	17/08	19/08	24/08	22/08	23/08	11/08	8/28	4/187	6/08	7/08	8/08	
Tl	5/24	6/26	4/15	10/22	8/30	6/00	4/21	14/05	5/172	6/90	8/30	11/49	11/49	7/02	4/66	10/86	9/08
Y	1/20	8/2,3	1/71	83,1	123	64,5	72,1	66,1	45,7	48,1	59,9	234	168	144	52,2	108	766
Th	3/65	4/0,8	9/1	56,9	60,1	36,7	42,7	45,6	8,9	9,2	53,3	111	109	87,6	37,4	49,3	41,9
U	1/42	16,4	34,7	12,7	25,5	11,8	17,4	7,03	2,04	2,25	12,1	143	7/13	115	14,1	37	37,9
La	53,7	74,9	55,4	97	90	60,3	41,4	79,4	91,9	90,9	71,1	163	125	97,5	49,2	69,3	85,9
Ce	1/05	151	118	189	177	119	87,1	165	171	181	143	294	243	161	102	130	146
Pr	13,9	16,9	13,7	21,2	20,3	12,8	10,4	17,8	20,3	21,5	15,7	38	27,2	20,9	10,7	14,5	17,9
Nd	4/5	55,4	47,4	63,9	64,4	40,6	35,0	56,9	71,9	79,3	49,2	121	84,8	68,3	34	45,1	55,1
Sm	12,8	11,9	13,7	12,4	14,4	8,84	8,78	10,6	11,6	13,4	9,49	28,4	19,7	16,2	6,72	9,14	9,77
Eu	0,125	0,205	0,102	0,159	0,205	0,148	0,114	0,261	2,8	3,3	0,094	0,386	0,352	0,295	0,125	0,17	0,17
Gd	1/22	10,8	14	11,8	13,8	8,1	8,5	9,8	10,9	11,3	8,05	29,5	21,5	16,5	6,41	9,8	8,38
Tb	2,5	1,95	3,14	1,97	2,47	1,48	1,58	1,66	1,47	1,67	1,45	5,14	3,77	3,18	1,09	1,89	1,42
Dy	17,2	12,8	23,1	12,7	18,1	9,92	11,2	10,5	8,64	8,99	9,51	35,9	25,6	21,9	7,64	14,1	10
Ho	3,85	2,75	5,48	2,69	3,98	2,11	2,21	2,06	1,58	1,81	2,05	7,9	5,84	4,88	1,71	3,15	2,24
Er	13,04	8,81	18,6	9,02	12,9	7,06	7,74	7,14	4,44	5,23	6,43	25,5	18,7	15,8	5,61	11	7,03
Tm	2,35	1,39	3,01	1,4	2,09	1,11	1,24	1,16	0,591	0,668	1,16	3,82	2,84	2,48	0,93	1,81	1,25
Yb	16,92	9,26	21	9,89	15,28	7,81	9,5	9,35	4,57	4,98	8,12	28,8	21,8	16,9	6,36	12,8	8,87
Lu	2,5	1,31	2,92	1,55	2,27	1,25	1,45	1,4	0,677	0,747	1,2	4,15	3,15	2,51	0,934	1,92	1,33
F	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	0,05	0,12	0,02	0,02	0,02	0,14
Ве	2,35	6,77	3,78	2,52	2,35	2,85	2,26	4,51	1,9	2,1	10,50	24,910	13,100	7,57	745	13,20	2720

Примечание. н/о – элемент не определен ЛСА.

**Концентрации Rb, Sr, Nd, Sm в породах Ермаковского месторождения
и их Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав**

№ об- разца	Материк	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{88}\text{Sr}}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})^{86}\text{Sr}$	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{148}\text{Nd}}$ $\pm 2\sigma$	$E_{\text{Nd}} / (T)$	T (DM)	$\frac{T}{(DM-2)}$		
E-1	Кристаллический известник	99,1	454	0,632	0,71046	0,00007	0,70804	7,31	1,07	0,08859	0,51245±6	0,43	632	1020
E-466		26	881	0,086	0,70844	0,00008	0,70811	14,2	2,1	0,08895	0,51235±7	-1,96	989	1219
E-2107	Неаллюромагнитная сподиолитовая масса	24,2	504	0,139	0,70874	0,00007	0,70882	--	--	--	--	--	--	--
E-2107	Электромагнитная сподиолитовая масса	333	41,1	23,7	0,79960	0,00007	0,70834	--	--	--	--	--	--	--
E-314	Доломитизированный известник	4,7	575	0,11	0,71327	0,00007	0,71285	0,14	1,3	0,06604	0,51224±5	-3,3	943	1330
E-452	Кристаллический спанец	218	476	1,32	0,71472	0,00007	0,70933	24,9	5,11	0,12387	0,51232±9	-3,68	1408	1359
E-462		130	352	1,07	0,71367	0,00007	0,70955	23	4,76	0,12491	0,51239±8	-2,4	1312	1257
E-733/11	Биотит	314	26,6	34,7	0,84416	0,00007	0,71173	--	--	--	--	--	--	--
E-733/11	Платиновая	21,8	57,5	0,11	0,71327	0,00007	0,71285	--	--	--	--	--	--	--
E-468	Везувиановый склон	10,6	52,7	0,58	0,70885	0,00007	0,70699	4,11	27,4	0,0805	0,51246±7	0,3	847	1043
E-312	Габбророгирт	64	808	0,231	0,70615	0,00007	0,70506	--	--	--	--	--	--	--
E-312 PL		91,1	1579	0,167	0,70604	0,00007	0,70525	--	--	--	--	--	--	--
E-312 PL		139	1583	0,254	0,70632	0,00007	0,70512	--	--	--	--	--	--	--
E-312 амф	Амфибол	14,8	245	0,175	0,70610	0,00007	0,70527	--	--	--	--	--	--	--
E-312 амф		7,4	189	0,113	0,70591	0,00007	0,70538	--	--	--	--	--	--	--
E-312	Биотит масса	126	69,3	5,28	0,72899	0,00007	0,70404	--	--	--	--	--	--	--

№ об- разца	Материал	Rb, Мг/г	Sr, Мг/г	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{88}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{88}\text{Sr}}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})_{\text{Sr}}$	Nd, Мкг/г	Sr, Мг/г	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{88}\text{Sr}}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})_{\text{Sr}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	$\pm 2\sigma$	$E_{\text{Nd}} / (T)$	T (ДМ)	T (ДМ-2)
E-404	Габброидит	59	1117	0,15	0,70641	0,00007	0,70569	22,1	4,6	0,12048	0,512055±7	3,55	814	811			
E-499	Гнейзогранит	97,1	472	0,595	0,71023	0,00007	0,70756	19,4	2,35	0,0732	0,511166±6	-10,3	1405	1947			
E-493	Дайка гранита	63,8	687	0,27	0,7069	0,00007	0,70566	22,6	3,87	0,10354	0,51247±9	0,61	942	1050			
E-307	Дайка гранофирового гранита	111	359	0,89	0,70959	0,00007	0,70546	-	-	-	-	-	-	-			
E-308	Дайка гранофирового гранита	161	233	1,99	0,71387	0,00007	0,70465	-	-	-	-	-	-	-			
E-309	Дайки гранитов	115	471	0,70	0,7088	0,00007	0,70554	-	-	-	-	-	-	-			
E-493	Дайки гранитов	63,8	687	0,27	0,7069	0,00007	0,70566	-	-	-	-	-	-	-			
E-781	Дайки амфиболового гранита	85,6	499	0,50	0,7079	0,00008	0,70561	-	-	-	-	-	-	-			
E-215	Дайки амфиболового гранита	141	14,1	29,2	0,79903	0,00008	0,70515	-	-	-	-	-	-	-			
E-395	Дайки сиенитов-гранитов	162	174	30,5	0,80076	0,00007	0,70459	22,9	3,39	0,08957	0,51253±8	0,91	767	944			
E-2-95	Дайки сиенитов-гранитов	259	87,5	8,59	0,73279	0,00007	0,70548	-	-	-	-	-	-	-			
E-311	Дайки сиенитов-гранитов	206	33	18	0,76299	0,00007	0,70574	-	-	-	-	-	-	-			
E-313	Дайки сиенитов-гранитов	427	136	9,08	0,73432	0,00007	0,70540	-	-	-	-	-	-	-			
E-315	Дайки базальтов	195	370	1,52	0,71154	0,00007	0,70664	24,4	5,73	0,1423	0,51279±7	-4,03	1424	1353			
E-336	Дайки базальтов	58,1	1285	0,131	0,70629	0,00008	0,70557	32	6,41	0,1210	0,51245±5	-1,49	1153	1143			
E-339	Дайки базальтов	207	1099	0,546	0,70684	0,00007	0,70508	32,1	6,25	0,1175	0,51269±7	3,27	733	747			
E-362	Дайки базальтов	26,6	1115	0,07	0,70741	0,00007	0,70719	26,5	5,2	0,1184	0,51247±5	1,31	871	910			
E-390	Дайки базальтов	77,2	465	0,481	0,70655	0,00007	0,70501	27,3	5,16	0,1144	0,51258±4	4,55	770	640			
E-405	Массив «Шток»	106	676	0,36	0,70568	0,00007	0,70474	5,74	26,5	0,13309	0,51277±4	4,38	743	654			
E-805	Массив «Шток»	92,9	679	0,396	0,70716	0,00007	0,70559	28,3	5,88	0,12556	0,51233±8	-1,07	1093	1108			
E-1-95	Массив «Шток»	311	28	32,6	0,8102	0,00007	0,70772	145	20,6	0,08594	0,51249±8	0,37	785	989			
E-300	Массив «Шток»	303	150	5,85	0,72513	0,00007	0,70653	353	44,6	0,07641	0,51249±7	0,51	738	977			

№ об- разца	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\frac{87}{86}\text{Sr}$ / $\frac{88}{87}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})/\text{Sr}_{\text{N}}$	Nd, мкг/г	$\frac{143}{144}\text{Nd}$ / $\frac{141}{143}\text{Nd}$	$\frac{147}{146}\text{Sm}$ / $\frac{145}{144}\text{Sm}$	T (Dm)	T (Dm-2)
E-479	Масив «Шток»	342	34	29,5	0,79988	0,00008	0,70598	-	-	-	-
E-400	Масив «Шток»	324	44	21,8	0,77560	0,00007	0,70617	29,7	4,31	0,08796	0,51245±9
E-400 F1	Флюорит	6,3	1029	0,018	0,70665	0,00007	0,70659	-	-	-	-
E-400 KFsp	KПШ 2,62-2,60*	478	33,2	39,5	0,83222	0,00007	0,70607	-	-	-	-
E-400 KFsp	KПШ 2,60-2,57*	499	36,9	42,3	0,84206	0,00007	0,70694	-	-	-	-
E-400 KFsp	KПШ 2,57-2,54*	519	31,4	48,5	0,86029	0,00007	0,70542	-	-	-	-
E-400 KFsp	KПШ 2,54-2,50*	526	29,6	52,5	0,87488	0,00008	0,70706	-	-	-	-
E-350	Шлифованный пегматит	69,2	281	0,712	0,70819	0,00007	0,70591	158	630	0,15187	0,51259±6
E-360/3	Шлифованный пегматит	126	477	0,761	0,70836	0,00007	0,70592	-	-	-	-
E-298		1,43	463	0,009	0,70887	0,00007	0,70694	-	-	-	-
E-398		255	104	7,09	0,72821	0,00007	0,70531	-	-	-	-
E-483	Масив «Суленит»	313	61	14,9	0,75346	0,00007	0,70539	71,7	13,9	0,11733	0,51257±9
E-783		408	52	23,1	0,77916	0,00007	0,70474	-	-	-	-
E-783/a	Флюорит	5,3	110	0,14	0,70571	0,00009	0,70574	48,2	8,13	0,10204	0,51225±4
E-783/a KFsp	KПШ	831	58,3	41,8	0,83834	0,00008	0,70461	-	-	-	-
E-360		169	29	18,7	0,75229	0,00007	0,70640	-	-	-	-
E-363	Дайка фельзита	202	33	17,6	0,74915	0,00007	0,70696	-	-	-	-
E-478		206	56	10,7	0,73357	0,00007	0,70916	-	-	-	-

№ обр- разца	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{88}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$	Nd, мкг/г	$\frac{^{147}\text{Nd}}{^{148}\text{Nd}}$	$\frac{^{147}\text{Nd}}{^{148}\text{Nd}} \pm 2\sigma$	$E_{\text{Nd}}/(\text{T})$	T (ДМ)	T (ДМ-2)	
E-767/1		330	39	24,8	0,76577	0,00007	0,70897	-	-	-	-	-	-	
E-767/2	Дайка фельзита	402	49	23,7	0,76404	0,00007	0,70976	-	-	-	-	-	-	
E-778		214	53	11,8	0,773656	0,00007	0,70954	-	-	-	-	-	-	
E-223	КПШ	1327	116	33,5	0,81305	0,00007	0,70539	-	-	-	-	-	-	
KFsp		339	1608	0,611	0,70741	0,00007	0,70741	-	-	-	-	-	-	
E-223 fl	Флюорит	1110	302	10,7	0,74209	0,00007	0,70780	-	-	-	-	-	-	
E-495	Флогопит mica	88	1505	0,169	0,70841	0,00007	0,70787	-	-	-	-	-	-	
E-495 Fl		670	304	6,38	0,72636	0,00007	0,70593	2,03	14,6	0,08415	0,51243±6	-0,83	850	
E-774/3		317	1306	0,703	0,70965	0,00007	0,7074	7,94	77,5	0,0614	0,51236±4	-1,24	778	1098
E-771/1	«Каплево- полевошпатовые» руды	662	236	8,37	0,73276	0,00007	0,70598	1,2	8,27	0,08816	0,5124±7	-0,93	875	1096
E-774/6		23,8	1768	0,039	0,70778	0,00007	0,70766	-	-	-	-	-	-	
E-320		270	2820	0,277	0,70862	0,00007	0,70731	-	-	-	-	-	-	
E-408		62,2	905	0,199	0,70792	0,00007	0,70728	4,26	42	0,06159	0,51236±6	-1,56	795	1149
E-411		115	908	0,366	0,70866	0,00007	0,70743	-	-	-	-	-	-	
E-412		170	595	0,842	0,70987	0,00007	0,70718	0,27	0,91	0,17845	0,51248±4	-2,48	2874	1225
E-413		127	589	0,623	0,70928	0,00007	0,70729	0,17	0,93	0,10948	0,51244±7	-1,35	1040	1131
E-774/1		196	1501	0,378	0,70821	0,00007	0,70700	13,71	156	0,05308	0,51246±8	0,56	661	972
E-774/5		409	488	2,42	0,71602	0,00007	0,70826	0,23	1,36	0,10418	0,51243±9	-1,33	999	1130
E-712/13	«Флюоритовые» руды	67,2	1605	0,117	0,70706	0,00007	0,70689	5,72	57,5	0,06005	0,51233±7	-2,12	817	1196
E-713/1		233	215	3,13	0,7154	0,00007	0,70539	39,4	246	0,09673	0,51251±4	0,41	834	985
E-467	«Карбонатные» руды	10,1	670	0,034	0,70725	0,00007	0,70714	4,66	15,1	0,18669	0,51259±5	-0,57	3133	1067
E-233		90,2	1424	0,183	0,70734	0,00007	0,70576	-	-	-	-	-	-	-

№ об- разца	Материн- ская	Rb, МКГ/г	Sr, МКГ/г	$\frac{87}{86}\text{Rb/Sr}$	$\frac{87}{86}\text{Sr}^{*}/\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr}^{*}/\text{Sr})_t$	Nd, МКГ/г	$\frac{143}{144}\text{Nd/Sr}^{*}$	$\frac{143}{144}\text{Nd}/\text{Nd}$	$\frac{143}{144}\text{Nd}/\text{Nd} \pm 25$	$E_{\text{Nd}}/(\Gamma)$	T (DM)	T (DM-2)
E-246		3,75	3349	0,003	0,70737	0,00007	0,70736	5,61	30,6	0,10239	0,51249±7	-0,02	895	1021
E-327/3		13,6	4252	0,009	0,70659	0,00007	0,70656	-	-	-	-	-	-	-
E-712/3		200	515	1,12	0,71103	0,00007	0,70743	3,57	20,5	0,10529	0,51242±5	-1,57	1024	1150
E-713		58	1581	0,106	0,70775	0,00007	0,70741	0,37	10,4	0,02163	0,51239±4	0,35	599	990
E-714		32,7	3258	0,029	0,70646	0,00007	0,70639	9,29	71,2	0,07882	0,51237±7	-1,9	887	1177
E-714/15 «Карбонатные» руды		5,3	280	0,055	0,70729	0,00007	0,70712	0,35	1,75	0,12153	0,51235±4	-3,5	1328	1310
E-714/16		277	2272	0,362	0,70815	0,00007	0,70702	5,53	37	0,09049	0,51237±5	-2,82	1008	1254
E-774/2		342	361	2,60	0,71529	0,00007	0,70698	0,32	2,44	0,08037	0,51241±5	-1,16	851	1115
E-773/4		136	2966	0,133	0,70778	0,00007	0,70735	4,57	27	0,10256	0,51242±4	-1,62	1008	1153
E-18		1,61	1664	0,003	0,70855	0,00007	0,70854	-	-	-	-	-	-	-
E-12/10		18,4	1911	0,028	0,70778	0,00007	0,70769	0,52	2,24	0,14056	0,51247±7	-1,67	1419	1158

Примечание. Прочерк – нет данных, * – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата.

Результаты U-Pb-изотопных исследований циркона из магматических пород
Ермаковского месторождения

Размер фракции (мм), ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		Rho^{U}	Возраст, млн лет					
		U	Pb	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^{\text{std}}$							
Проба E-1/06, габброиды												
-150+100, A=20%	0.13	10.8	164	910	0.0533±2	0.2354±1	0.3820±20	0.0520±2	0.54	329±2	327±1	340±10
>150, A=20%	0.63	8.92	154	1535	0.0530±2	0.2149±1	0.3821±13	0.0523±1	0.42	329±1	328±1	330±7
>150, A=30%	0.14	11.7	196	1356	0.0532±1	0.2229±1	0.3864±14	0.0527±1	0.75	332±1	331±1	336±6
Проба E-7/06, гнейсо-эрратиты заливского комплекса												
50-80	0.22	28	573	3430	0.0539±1	0.1290±1	0.3561±6	0.0479±1	0.78	309±1	302±1	368±2
100-150, A=30%	*	Ui/Pb = 15.58	1439	0.0554±1	0.1441±1	0.4689±26	0.0614±3	0.87	390±2	384±2	429±6	
100-150, A=20%	0.06	46	664	1311	0.0544±1	0.4022±1	0.4039±14	0.0504±1	0.82	344±1	336±1	386±4
100-150, шлп обр. 24	*	Ui/Pb = 11.82	1354	0.0703±1	0.1585±1	0.7474±10	0.0771±1	0.93	567±1	479±1	938±1	
50-80	0.29	31	489	424	0.0560±2	0.1270±1	0.4007±17	0.0528±1	0.28	342±1	331±1	412±9
85-100, A=20%	*	Ui/Pb = 18.75	1046	0.0531±2	0.1436±1	0.3697±23	0.0565±3	0.86	319±4	317±2	333±7	
Проба E-49/3, дюридинат-диайка малковернистых гранитов												
-150+100, A=20%	*	Ui/Pb = 13.3	202	0.0528±2	0.2750±1	0.3784±21	0.0519±1	0.56	326±2	326±1	322±11	
>100, шлп обр.	*	Ui/Pb = 19.7	13216	0.0529±1	0.0931±1	0.3748±8	0.0513±1	0.90	323±1	323±1	326±2	
Проба E-77/9, дюридинат-диайка малковернистых гранитов												
85-100, 30 зерен	*	Ui/Pb = 17.91	310	0.0539±3	0.1697±1	0.3488±26	0.0469±2	0.47	304±2	296±1	367±15	
85-100, 8 зерен	*	Ui/Pb = 18.30	473	0.0533±3	0.1138±1	0.3751±29	0.0510±2	0.63	332±2	321±2	337±13	
>150, 6 зерен	*	Ui/Pb = 15.43	169	0.0532±9	0.1412±1	0.3601±76	0.0518±5	0.49	327±7	326±3	337±39	
Проба E-14/07, лейкогранитов массива «Шток» малокундепольского комплекса												
150-200, A=5%	0.85	35.1	760	410	0.0507±2	0.3940±1	0.2299±8	0.0329±1	0.37	210±1	209±0	228±7
>200	1.33	33.9	681	258	0.0505±1	0.2983±1	0.2455±6	0.0350±1	0.50	222±1	221±1	217±5
150-200	0.91	42.6	623	212	0.0506±1	0.2603±1	0.2489±8	0.0357±1	0.41	226±1	225±1	221±6

Размер фракции (мкм), ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г	Изотопные отношения						Возраст, млн лет
			^{207}Rb	^{206}Rb	$^{207}\text{Rb}/^{206}\text{Rb}$	$^{207}\text{Rb} / ^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Rb} / ^{238}\text{U}$	Rb / Sr	
Проба БКЛ-564, гнейсо-граниты заганского комплекса из хребта Цаган-Хуртей									
>85-100	1.53	15.7	342	1941	0.0516±2	0.2479±1	0.2855±6	0.0401±1	0.61
>150	0.82	13.6	281	763	0.0330±1	0.2529±1	0.2956±5	0.0406±1	0.56
>85-100, A = 50%	1.0	7.02	135	628	0.0515±3	0.3395±1	0.2898±7	0.0408±1	0.67
									253±0.9
									269±3
									255.8±0.8
									307.2±3.9
									261.5±5.3

Причертанье, ³ – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; ⁶ – коэффициент корреляции обработки циркона; ^{*} – навеска циркона не определена;
 $^{207}\text{Rb} / ^{235}\text{U} = 26010 / ^{238}\text{U}$. А 20% – остаток циркона после кислотной обработки в течение 2 ч.
 ячаясь; числ. обр. – остаток циркона после кислотной обработки в течение 2 ч.

Таблица 19

**Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопных исследований амфиболов из пегматитового гранитоида
Аорданого магматического этапа (проба Е-836 амд)**

Ступень прогрева	T, °C	Возраст, млн лет	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	Накопленный ^{39}Ar , %
			$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	$^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar}$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	
1	500	125.6±119.7	1082.3±466	31.0±1.3	18.6±6.0	3.62±0.160
2	600	4.95±45.068	367.4±4.3	31.0±0.4	3.23±2.159	1.24±0.020
3	670	334.8±65.8	365.3±6.2	4.23±0.076	7.44±1.614	1.12±0.031
4	730	229.6±20.4	166.3±1.2	2.88±0.022	4.87±0.364	0.48±0.0080
5	780	204.9±8.7	48.9±0.3	2.69±0.016	2.98±0.298	0.063±0.0031
6	830	302.5±1.7	33.5±0.2	2.61±0.014	2.37±0.079	0.008±0.0002
7	880	304.2±3.5	33.8±0.4	2.61±0.032	2.36±0.066	0.008±0.0002
8	880	304.5±1.9	33.9±0.2	2.60±0.017	2.30±0.036	0.009±0.0002
9	880	304.2±2.4	34.2±0.2	2.58±0.018	2.40±0.034	0.010±0.0005
10	880	302.5±2.5	38.0±0.3	2.55±0.020	2.54±0.058	0.023±0.0005
11	950	292.7±3.3	50.7±0.2	2.61±0.015	4.86±0.268	0.070±0.0029
12	1000	297.0±1.3	41.9±0.1	2.47±0.006	3.84±0.098	0.030±0.0004
13	1100	101.4±59.2	1835.5±33.3	2.28±0.050	9.06±1.994	6.18±0.113
						100

**Концентрации Rb, Sr, Nd, Sm в породах Оротского месторождения
и их Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав**

№ об- разца	Материк	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})/\text{Sr}$	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$\delta^{143}\text{Sm}/\delta^{144}\text{Sm}$	$\delta^{147}\text{Nd}/\delta^{148}\text{Nd}$	$E_{\text{Nd}} (\text{Т})$	T (ДМ)	T (ДМ-2)
Oro-2	Трахидицит	145,5	43,31	9,75	0,73758	0,00007	0,70481	-	-	-	-	-	-
Oro-3	Трахидицит	139,2	41,72	9,68	0,73761	0,00007	0,70504	-	-	-	-	-	-
Oro-4	Риолацит	222,2	23,31	27,83	0,79882	0,00007	0,70523	-	-	-	-	-	-
Oro-8	Риолит	220,5	28,72	22,37	0,78029	0,00008	0,70506	-	-	-	-	-	-
Oro-22	Риолацит	236,3	26,54	25,98	0,79184	0,00007	0,70426	-	-	-	-	-	-
Oro-1	Лейко-гранит	233,6	12,47	55,12	0,68266	0,0001	0,70793	40,5	8,15	0,122	0,51265±4	2,35	835
Oro-9	Лейко-гранит	288,8	29,98	28,12	0,79856	0,00007	0,70832	99,5	17,65	0,107	0,51263±6	2,38	750
Oro-9 F1	Флоссит	18,43	10,12	0,0527	0,70497	0,00008	0,70479	-	-	-	-	-	-
Oro-9	КПШ 2,56-2,58*	342,2	22,85	43,92	0,84933	0,00007	0,70892	-	-	-	-	-	-
Oro-9	КПШ 2,58-2,6*	348,6	22,67	45,12	0,85313	0,00007	0,70888	-	-	-	-	-	-
Oro-9	КПШ 2,6-2,62*	284,8	20,65	40,40	0,83818	0,00007	0,70901	-	-	-	-	-	-
Oro-9	КПШ 2,62-2,64*	252,4	15,65	47,37	0,86078	0,00007	0,70933	-	-	-	-	-	-
Oro-10	Лейко-гранит	269,4	33,81	23,22	0,78214	0,00007	0,70844	-	-	-	-	-	-
Oro-35	Лейко-гранит	211,1	13,26	46,72	0,85756	0,00007	0,70928	-	-	-	-	-	-
Oro-17	Ве руда	43,79	17,33	7,33	0,7318	0,00008	0,70835	42,2	10,1	0,144	0,51264±8	1,62	1116
Oro-42	Ве руда	80,52	38,1	6,13	0,7281	0,00007	0,70851	-	-	-	-	-	-

Примечание. Прочерк – нет данных, * – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата.

**Концентрации Rb, Sr, Nd, Sm в породах Аунинского месторождения
и их Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав**

№ Об- разца	Материал	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\delta^{87}\text{Rb}/\delta^{86}\text{Sr}$	$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})/\delta^{86}\text{Sr}$	Nd, мкг/г	$\delta^{147}\text{Nd}/\delta^{146}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$E_{\text{Nd}} (\text{Т})$	T (ДМ)	T (ДМ-2)	
Ay-736	Керсантит	87.7	887	0.286	0.70689	0.00007	0.70576	8.22	41.4	0.1203	0.51248±4	-0.37	1086	1093
Ay-736	Апатит	3.25	1536	0.0061	0.70576	0.00007	0.70573	-	-	-	-	-	-	-
Ay-736	Слюдя- мica	211	137	4.44	0.72319	0.00007	0.70574	-	-	-	-	-	-	-
Ay-737	Дайка скважин	883	339	7.56	0.73562	0.00007	0.70982	11.5	65.1	0.1069	0.51236±6	-2.67	1131	1255
Ay-738	Лейко-гранит	487	217	6.51	0.73185	0.00007	0.70943	49.9	177.2	0.1702	0.51246±5	-2.69	2422	1257
Ay-738 FI	Флюорит	5.82	2713	0.0065	0.70959	0.0001	0.70957	-	-	-	-	-	-	-
Ay-738	КПШ 2,72-2,68*	474	23.9	57.39	0.90657	0.00009	0.70943	-	-	-	-	-	-	-
KFsp	КПШ 2,61-2,58*	1686	46.7	104.5	1.06708	0.00174	0.7082	-	-	-	-	-	-	-
Ay-738	КПШ < 2,58*	1930	29.8	200	1.39798	0.00176	0.71011	-	-	-	-	-	-	-
KFsp	Лейко-гранит	396	171	6.7	0.73256	0.00008	0.70943	27.7	121	0.1387	0.51239±8	-3.03	1544	1285
Ay-739(3)	Флюорит-Белоруда	261	2275	0.33	0.70982	0.00007	0.70870	17.1	65.1	0.159	0.51240±4	-3.44	2083	1319
Ay- 739(1)	Песчаник	20.2	918	0.064	0.70905	0.00007	0.70869	4.73	22.9	0.1249	0.51213±5	-6.21	1747	1668

Примечание. Прочерк – нет данных, * – разные плотностные фракции калиевого полевого шпата.

**Концентрации Rb, Sr, Nd, Sm в породах Амандацкого месторождения
и их Rb-Sr и Sm-Nd изотопный состав**

№ об- разца	Материнат	Rb, мкг/г	Sr, мкг/г	$\delta^{87}\text{Sr}/\delta^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	$(^{87}\text{Sr})/\delta^{86}\text{Sr}$	Nd, мкг/г	Sm, мкг/г	$\delta^{143}\text{Nd}/$ $\delta^{144}\text{Nd}$	$E_{\text{Nd}} (T)$	T (ДМ)	T (ДМ-2)	
Am-740	Щелочный пикрит	453	9,8	140	1,2	0,00077	0,73854	2,8	14,94	0,1537	0,51246±6	-2,26	1764
Am-740/1	Щелочный пикрит	519	14,3	109	1,09	0,00063	0,72997	-	-	-	-	-	-
Am-740	Флюорит	5,34	255	0,061	0,7298	0,00008	0,72566	-	-	-	-	-	-
Am-740	КПШ 2,6-2,63*	741	5,1	422	2,15	0,0029	0,75413	-	-	-	-	-	-
KFsp	КПШ 2,63-2,65*	1034	11,3	291	1,69	0,00041	0,72247	-	-	-	-	-	-
Am-740	КПШ 2,65-2,67*	743	14,4	156	1,24	0,00104	0,71717	-	-	-	-	-	-
KFsp	КПШ 2,69-2,67*	546	2,53	625	2,82	0,0029	0,7364	-	-	-	-	-	-
Am-740	Флюорит-Ве руда	183	3247	0,163	0,70912	0,00007	0,70556	27,2	79,3	0,2075	0,51255±7	-2,07	1491
Am-741/3	Флюорит-Ве руда	311	506	1,78	0,71516	0,00007	0,70921	-	-	-	-	-	-

Примечание: прочерк – нет данных, * – разные плотностные фракции кальевого полевого шпата.

Таблица 23

Изотопный состав кислорода и углерода в магматических, вмещающих осадочные породах и бериллиевых рудах Ермаковского месторождения

№ образца	Объект исследования	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
Вмещающие осадочные породы			
E-314	Доломитизированный известняк	21.8	0.35
E-1		12.1	-1.6
E-466	Кристаллический известняк	9.9	-0.9
E-21/07		16.5	-0.1
E-458	Известковистый скарн	4.55	-5.6
Магматические породы			
E-404	Габброиды	4.5	-
E-499	Гнейсограниты заганского комплекса	4.6	-
E-493		6.1	-
E-307		7	-
E-308	Дорудные дайки гранитов	7.2	-
E-309		5.6	-
E-315		4	-
E-336		4.3	-
E-339		-0.2	-
E-362	Синрудные дайки базитов	5.1	-
E-390		0.3	-
E-805		4.7	-
E-311		2.6	-
E-313		4.8	-
EP-2/95	Синрудные дайки гранитов и сиенитов	3.9	-
EP-3/95		5.9	-
E-783		5.5	-
E-783/a		2.6	-
E-483	Щелочные сиениты массива «Сиенит»	5.6	-
E-398		1.9	-
E-400 Q		7.08	-
E-300	Кварц из лейкогранитов массива «Шток»	7.93	-
E-14/07		7.44	-
E-478	Пострудная дайка фельзит-порфира	3.7	-
Карбонаты из богатых (I и II рудные зоны) бериллиевых руд			
E-2/06	Карбонат из флюорит-Be руды, I	4	0.7
E-712/1		1.1	-0.1
E-12/06	Доломит из флюорит-КПШ-Be руды, II	-0.96	0.2
E-225	Доломит из апатит-флюорит-Be руды, I	8.78	-0.91
E-248	Карбонат из апатит-флюорит-Be руды, I	6.19	-1.48
E-327/3	Доломит из апатит-флюорит-Be руды, I	1.8	-1.4

№ образца	Объект исследования	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^{13}\text{C}$, ‰
E-410	Карбонат из флюорит-кальцит-Ве руды, I	3.9	-0.62
E-411	Доломит из флюорит-кальцит-Ве руды, I	2.65	-0.09
E-773/3	Карбонат из м/з флюорит-Ве руды, II	4.45	0.4
Карбонаты из бедных бериллиевых руд			
Ep-1	Кальцит из флюорит-карбонат-Ве руды, I	4.3	-2.1
Ep-3	Кальцит из флюорит-карбонат-Ве руды	6.74	-3.4
Ep-4	Кальцит из флюорит-Ве руды	1.3	-2.2
EK-2	Кальцит из флюорит-КПШ-Ве руды, XVII	7.1	-3
E-2-22	Кальцит из флюорит-Ве руды, I	-2.06	-0.7
E-204	Карбонат из карбонат-Ве руды, XIX	0.7	-1.6
E-467		0.7	-1.3
E-469		6.3	-4.6
E-469/2		-5.65	-0.7
E-5/06	Кальцит из флюорит-Ве руды, I	6.8	-3.6
E-208	Кальцит из флюорит-гранат-карбонат-Ве руды, I	5.84	-3.5
E-224	Кальцит из апатит-карбонат-флюорит-Ве руды	2.24	-1.5
E-251	Доломит из КПШ-флюорит-Ве руды	4	-1.3
E-415	Карбонат из флюорит-изваж-кальцит-Ве руды, I	-0.9	-0.6
E-512	Кальцит из флюорит-Ве руды	-6.5	-0.6
E-512	Доломит из флюорит-Ве руды	-2.2	-1.8
E-712/13	Кальцит из флюорит-Ве руды с сульфидами, I	-3.1	-1
E-770/4	Кальцит из флюорит-карбонатной Ве руды	-1.26	-0.7
E-772/1	Карбонат из флюорит-Ве руды	2.4	-1
E-773/1	Кальцит розовый из КПШ-карбонат-флюорит-Ве руды, I	3.04	-0.7
E-773/1	Кальцит серый из КПШ-карбонат-флюорит-Ве руды, I	2.2	0.1
E-773/14	Кальцит из флюоизит-Ве руды	6.8	-3.8
E-773/15	Розовый кальцит из флюорит-КПШ-Ве руды	1.6	-1.6
E-773/15	Серый кальцит из флюорит-КПШ-Ве руды	2.3	-0.4
E-777/2	Доломит из флюорит-карбонат-КПШ-Ве руды	-3.3	0.3
E-777/10	Доломит из флюорит-Ве руды	7.94	-2

Примечание. Прочерк – нет данных.

Таблица 24

Возраст пород Ермаковского месторождения

Порода	Комплекс, место отбора	Метод	Возраст, млн лет
Кварц-биотит-плагиоклазовый сланец	Зун-муринская свита	Rb-Sr	266±18
Доломитизированный известняк	*	*	271±12
<i>Дорудный магматический этап</i>			
Габбройд	Ермаковское месторождение	U-Pb	332±1
*	*	Rb-Sr	316±8.3
Амфибол-калиево-полевошпатовый пегматит	*	Ar-Ar	302.5±0.9
Дайки гранитоидов	*	U-Pb	333±10
*	*	*	325±3
*	*	Rb-Sr	303±25
Гнейсогранит	Заганский комплекс	*	316±1
*	Заганский комплекс, Цаган-Хуртейский хребет	*	261±5
<i>Синрудный магматический этап</i>			
Лейкогранит массива «Шток»	Малокуналейский комплекс	U-Pb	226±1
*		Rb-Sr	224±1
Щелочные сиениты массива «Сиенит»	*	*	227±1.9
Дайки гранитоидов	*	*	224±5
Флюорит-флогопитовая Ве-руда «слюдит»	Ермаковское месторождение	*	225.5±1.3
Флюорит-КПШ Ве-руда	*		225.9±1.2
<i>Пострудный магматический этап</i>			
Дайка фельзит-порфира	Кижингинский комплекс	Rb-Sr	161±5

