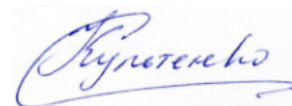


Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Дальневосточный геологический институт
Дальневосточного отделения Российской академии наук
(ДВГИ ДВО РАН)

На правах рукописи



Культенко Светлана Юрьевна

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КОРУНДОВ
МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА И ОСОБЕННОСТИ ИХ ГЕНЕЗИСА
(ЕАО, РОССИЯ)

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
академик А.И. Ханчук

Владивосток

2018

Введение	4
Принятые сокращения	11
Глава 1. Генетические типы месторождений корунда	13
Глава 2. Геологический очерк района месторождения Сутара	
2.1. Геологическое строение района.....	19
2.2. Геологическая изученность района на золото и другие полезные ископаемые	29
2.3 Геологическая изученность района на корунд.....	30
Глава 3. Петрография и геохимия магматических и метасоматических пород месторождения Сутара	
3.1. Петрография и минералогия магматических и метасоматических пород...	33
3.2. Геохимия магматических пород.....	68
3.3 Результаты и выводы.....	85
Глава 4. Корунды месторождения Сутара	
4.1. Марундиты	
4.1.1 Минеральный состав марундитов.....	87
4.1.2 Флюидные включения в корундах из марундитов.....	99
4.2. Корунды из россыпи	
4.2.1. Кристаллография и геммологические характеристики корундов.....	102
4.2.2. Минеральные включения в корундах из россыпи.....	105
4.2.3 Флюидные включения в корундах из россыпи.....	109
4.2.4 Химический состав корундов из россыпи.....	111
4.3. Результаты и выводы.....	115
Глава 5. Количественная физико-химическая модель образования корундовых плагиоклазитов, марундитов и корундов	
5.1 Программный комплекс «Селектор».....	118
5.2 Структура модели.....	120
5.3 Двойственное решение.....	126

5.4 О выравнивании химических потенциалов компонентов в зоне биметасоматоза.....	128
5.5 Особенности минералогического состава взаимодействующих пород.....	132
5.6 Основные факторы, контролирующие образование корунда в десилицированных породах.....	142
5.7 Об образовании высоких содержаний корундов.....	148
5.8 Условия образования диаспора в первичных включениях по данным физико-химического моделирования.....	150
5.8.1 Первая задача. Система диаспор-корунд-вода.....	151
5.8.2 Вторая задача. Система $AlO[OH]-Al_2O_3-H_2O-CO_2-CH_4$	152
5.9 Результаты и выводы.....	153
Заключение.....	155
Список литературы.....	157
Приложение 1.....	168

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследования.

Ювелирные камни являются объектом международной торговли, а для некоторых стран главным источником валютных поступлений. Природные рубины и сапфиры являются драгоценными камнями первого класса, по стоимости не уступающими алмазу и изумруду. Несмотря на технические достижения в получении синтетических кристаллов, природные минералы пользуются неослабевающим спросом на рынке самоцветов [Литвиненко, 1992]. Мировые запасы благородного корунда сосредоточены в Мьянме, Австралии, Мадагаскаре, Таиланде, Шри-Ланке, Камбодже, Пакистане [Киевленко, 1982].

В государственном балансе России числятся только три месторождения ограночного рубина и сапфира – Положиха, Корнилов Лог, Вербаный Лог (Средний Урал), а на месторождении Незаметнинском (Приморский край) прогнозные ресурсы корунда превышают 1 тонну кристаллосырья [Буканов, 2008].

Необеспеченность сырьем ювелирной отрасли в нашей стране приводит к импорту сапфиров с зарубежного рынка, хотя потенциал отечественных месторождений и проявлений корунда далеко не исчерпан.

С развитием технологий обогащения и облагораживания появилась возможность пересмотреть некоторые проявления камнесамоцветного сырья и отнести их к разряду рентабельных. В этих условиях становятся актуальными вопросы сырьевой базы и перспектив ее развития за счет продолжения работ на освоенных проявлениях.

В последнее десятилетие на Дальнем Востоке России в процессе проведения геологических работ исследовано несколько проявлений корунда, ранее считавшихся не перспективными. Особый интерес вызвало месторождение золота Сутара (Еврейская Автономная Область), на котором, кроме корундов из россыпи, известен коренной тип проявления корундовой минерализации в марундитах, содержание корунда в которых достигает 70 – 90%.

Первые сведения о наличии зерен корунда в районе месторождения Сутара были получены еще в 1937 году. Позже при гидравлических работах были обнаружены крупные глыбы корундовых пород, по весу достигающие 15-20 кг. В процессе этих работ, попутно с добычей золота, было добыто около 2-х тонн корундовой руды. Однако проведенные работы в основном были посвящены выяснению происхождения золоторудной минерализации, тогда как проблема генезиса корунда практически не рассматривалась.

В связи с этим проблема происхождения корундов месторождения Сутара является актуальной, представляющей большой научный и практический интерес. Наши исследования направлены на определение физико-химических условий образования корундов, а также выявление геологических формаций, с которыми пространственно и генетически может быть связан корундовый объект.

Цель и задачи исследования.

Цель исследования – комплексное изучение корундов месторождения Сутара для выявления особенностей их генезиса и анализа физико-химических условий корундообразования.

Для достижения этой цели решались следующие задачи:

1. Анализ-обобщение литературных данных о генетических типах месторождений корундов;
2. Детальное петрографическое, геохимическое и минералогическое изучение пород месторождения;
3. Минералогические, термобарогеохимические и Рамановские исследования марундитов и корундов из россыпи и определение физико-химических параметров процесса их образования;
4. Количественное моделирование процесса корундообразования на месторождении Сутара с помощью программного комплекса "Селектор".

Объект исследования. Объектом исследования является месторождение золота Сутара с корундовой минерализацией, расположенное в Еврейской Автономной Области.

Фактический материал и методы исследования.

В основу работы положены материалы, полученные автором за период 2007-2017 гг. в ходе полевых работ и научно-исследовательских работ по темам: 1) грант ДВО РАН № 11-III-B-08-177 "Петрогенезис проявлений корунда (месторождение Сутара, ЕАО)" (2011-2012 гг.); 2) грант ДВО РАН № 12-III-B-08-151 "Петрология корундовых метасоматитов месторождения Сутара (ЕАО)" (2012-2013 гг.); 3) грант ДВО РАН № 13-III-B-08-176 "Пегматиты месторождения Сутара: происхождение, геодинамические условия становления материнских турмалиновых гранитов и роль в образовании корундовых руд (марундитов)" (2013-2014 гг.); 4) грант РФФИ № 13-05-90736 мол_рф_нр "Флюидный режим формирования турмалиновых гранитов и пегматитов месторождения Сутара (ЕАО, Дальний Восток России)" (2013-2014 гг.); 5)

грант ДВО РАН № 14-III-B-08-172 "Комплексное геохимическое исследование сопряженных процессов метаморфизма, гранитизации и пегматитообразования для решения вопроса о механизме формирования месторождения корунда Сутара (Дальний Восток России)" (2014-2015 гг.); 6) грант РФФИ №5-05-00809 А "Анализ минеральных парагенезисов в метаморфических и метасоматических горных породах методом минимизации термодинамических потенциалов на ПК Селектор" (2015-2017 гг.).

В ходе полевых работ выполнялись геологические маршруты с отбором образцов горных пород и шлихов для выполнения различных видов лабораторных исследований. Петрографические характеристики даны для 300 шлифов и аншлифов. Диссертантом изготовлено 70 двусторонне полированных пластин из корундов и марундитов. Шлифы и пластинки изучались в Центре Коллективного Пользования (ЦКП) Приморского Центра Локального Элементного и Изотопного Анализа (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН на оптическом поляризационном микроскопе для геологических исследований NIKON E 600 POL.

В горных породах содержания петрогенных элементов определены методом ИСП АЭС на спектрометре ICAP 6500 Duo в Лаборатории аналитической химии ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН, аналитики В.Н. Каминская, Г.А. Горбач, Е.А. Ткалина, Н.В. Хуркало (27 образцов). Определение содержания H_2O , ППП, SiO_2 выполнено методом гравиметрии - аналитики В.Н. Каминская, Л.И. Алексеева, Л.А. Авдевина. Пробоподготовка к инструментальному определению - сплавление с метаборатом лития ($LiBO_2$). Аналитики Л.С. Левчук, Ю.М. Иванова, А.А. Вельдемар. Ответственный исполнитель н.с. Н.В. Зарубина.

В горных породах содержания элементов-примесей и редкоземельных элементов определены методом ИСП-МС на спектрометре Agilent 7500с в Лаборатории аналитической химии ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН, аналитики: к.г.-м.н. М.Г. Блохин; Л.С. Левчук, Д.С. Остапенко (27 образцов). Пробоподготовка к инструментальному определению - сплавление с метаборатом лития ($LiBO_2$). Аналитики Л.С. Левчук, Ю.М. Иванова, А.А. Вельдемар. Ответственный исполнитель н.с. Зарубина Н. В.

Химический состав корундов из россыпи определён несколькими методами. Применялась оригинальная методика, включающая определение основного компонента корундов – алюминия методом ИСП АЭС на спектрометре ICAP6500 Duo, в комбинации с определением широкого спектра микроэлементов методом ИСП-МС на спектрометре Agilent 7500с в Лаборатории аналитической химии ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН, с использованием двух режимов: стандартного и гелиевого; для всех

проанализированных образцов корундов полученные величины относительного стандартного отклонения определяемых концентраций находятся в допустимых пределах, принятых в программах анализа геологических проб (19 образцов). Анализ выполнили к.г.-м.н. М. Г. Блохин, Д.С. Остапенко, Г.И. Горбач, Е. А. Ткалина, Н. В. Хуркало; аналитики Л.С. Левчук, Ю.М. Иванова; методическая работа н.с. Н.В. Зарубина, Г.И. Горбач, М.Г. Блохин. Ответственный исполнитель н.с. Н.В. Зарубина.

Исследование химического состава породообразующих и акцессорных минералов гранитоидов, метаморфических пород, минеральных фаз в корундах и марундитах выполнено методом рентгеноспектрального микроанализа на четырехканальном микроанализаторе JXA – 8100 в Лаборатории рентгеновских методов, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова (330 анализов минералов).

Термометрические исследования флюидных включений выполнены диссертантом методом термобарогеохимии на оптическом поляризационном микроскопе NIKON E – 600 POL с термостолником Lincam TS 1500 (для нагрева) и криостолником Lincam THMSG 600 (для охлаждения), ЦКП ДВГИ ДВО РАН, (70 флюидных включений).

Исследования спектров комбинационного рассеяния света во флюидных и минеральных включениях проводились диссертантом методом КР-спектроскопии с помощью КР-спектрометров Horiba LabRam HR 800 в ИГМ СО РАН (г.Новосибирск) и ЦКП ДВГИ ДВО РАН (г.Владивосток) (140 включений).

Обработка полученных геологических и геохимических данных проводилась диссертантом с использованием программ Mathematica, Selektor, CorelDraw.

Научная новизна.

Впервые выполнено петрографическое и минералогическое изучение марундитов и корундов из россыпи месторождения Сутара, определены их минеральный и химический состав. Впервые получены данные о составе первичных включений в корундах из марундитов и корундах из россыпи месторождения Сутара. Впервые методом физико-химического моделирования определена температура образования диаспора в первичных включениях корундов из россыпи и корундов из марундитов месторождения Сутара. На основе данных о геохимическом и минеральном составе магматических, метаморфических и метасоматических пород исследуемого района, а также марундитов и корундов из россыпи, разработана физико-химическая модель образования корундосодержащих пород, позволившая определить температуру и условия химизма среды (флюидов и пород), благоприятные

для кристаллизации корунда месторождения Сутара (программный комплекс «Селектор»).

Практическая значимость.

Разработанная на Программном комплексе Селекор модель охватывает основные особенности образования корундов, а полученные результаты компьютерного моделирования могут быть использованы в практическом отношении. Результаты, полученные автором, а также предложенные методические подходы, могут быть использованы на других геологических объектах для решения вопросов, касающихся генезиса корунда и локального прогноза камнесамоцветного сырья не только в Дальневосточном, но и в других регионах. Приуроченность корундовой минерализации к высокоглиноземистым гранитам, секущим карбонатные породы, открывает дальнейшие перспективы для нахождения аналогичных корундовых проявлений в районах с подобным геологическим строением (например, Малый Хинган).

Соответствие результатов работы научным специальностям.

Результаты работы соответствуют пунктам 1 (магматическая геология), 2 (магматическая петрология) и 7 (метасоматизм) паспорта специальности 25.00.04.

Апробация работы.

Результаты исследований по теме диссертации изложены в 23 работах, в том числе в 5 статьях в рецензируемых российских и зарубежных журналах (из них 3 статьи в журналах из списка ВАК).

Основные результаты работы докладывались и обсуждались на международной конференции "Asian current research on fluid inclusion (ACROFI-III)" (Новосибирск, 2010); на конкурсе научных работ молодых ученых и специалистов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 2010); на X Международной конференции "Новые идеи в науках о Земле", РГГРУ (Москва, 2011); на I Дальневосточной междисциплинарной молодежной конференции «Современные методы научных исследований», ДВО РАН, ДВФУ (Владивосток, 2011); на IX Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 60-летию Геологического института КНЦ РАН (Апатиты, 2012); на IV Всероссийской конференции молодых ученых «Современные проблемы геологии, геохимии и экологии Дальнего востока России» (Владивосток, 2012); на Второй научной молодежной школе с международным участием "Новое в познании

процессов рудообразования", ИГЕМ РАН (Москва, 2012); на Третьей научной молодежной школе с международным участием "Новое в познании процессов рудообразования", ИГЕМ РАН (Москва, 2013); на XVI Всероссийской конференции по термобарогеохимии, ИГХ СО РАН (Иркутск, 2014); на конкурсе научных работ молодых ученых и специалистов ДВГИ ДВО РАН (Владивосток, 2014); на 11th International Conference on Raman Spectroscopy and its Applications to Geological, Planetary and Archeological Sciences" Washington University, (St. Louis, USA, 2014); на Всероссийской конференции с международным участием "Месторождения камнесамоцветного и нерудного сырья различных геодинамических обстановок", ИГиГ УрО РАН (Екатеринбург, 2015). на Конкурсе научных работ молодых ученых и специалистов ДВГИ ДВО РАН, 2015.

Получен диплом за лучший доклад Второй научной молодежной школы с международным участием "Новое в познании процессов рудообразования" ИГЕМ РАН (Москва, 2012).

Объем и структура работы. Диссертация состоит из введения, 5 глав и заключения, имеет общий объем 169 страниц, содержит 76 рисунков, 46 таблицы и 1 приложение. В списке литературы 133 источника.

Благодарности

Диссертация выполнена в лаборатории рудно-магматических систем ДВГИ ДВО РАН. Научные задачи исследования и основные подходы к их решению были определены совместно с научным руководителем академиком А.И. Ханчуком, к.г.-м.н. В.А. Пахомовой и д.г.-м.н. О.В. Авченко. Исследование минеральных и флюидных включений в марундитах и россыпных корундах месторождения Сутара проведено благодаря содействию к.г.-м.н. В.А. Пахомовой (ДВГИ ДВО РАН) и д.г.-м.н. С.З. Смирнова (ИГМ СО РАН). Физико-химическое моделирование выполнено на ПК Селектор под руководством д.г.-м.н. О.В. Авченко. Всем перечисленным учёным автор выражает свою искреннюю благодарность за всестороннюю помощь и поддержку на всех этапах работы. Кроме того, автор признателен за терпение, проявленное в процессе многократных консультаций и критические замечания, высказанные во время предварительного обсуждения разделов диссертации д.г.-м.н. В.И. Гвоздеву, к.г.-м.н. А.В. Гребенникову, д.г.-м.н. Ю.А. Мартынову, к.г.-м.н. В.К. Попову, д.г.-м.н. В.В. Раткину, д.г.-м.н. Г.А. Валуй, д.г.-м.н. В.Г. Гоневчуку, д.г.-м.н. И.А. Тарарину, к.г.-м.н. С.О. Максимову. Автор считает приятным долгом выразить искреннюю благодарность членам коллектива лаборатории рудно-магматических систем м.н.с Д.Г. Федосееву,

к.г.-м.н. О.А. Елисейевой, к.г.-м.н. Ю.А. Степновой, к.г.-м.н. В.Б. Тишкиной, м.н.с. А.А. Орехову за помощь при проведении полевых работ, дружескую поддержку и внимание. За содействие в проведении анализов на микрозонде и рентгеновской аппаратуре автор выражает глубокую благодарность к.г.-м.н. А.А. Карабцову, Н.И. Екимовой, к.г.-м.н. Е.А. Ноздрачёву, а также сотрудникам лаборатории аналитической химии Н.В. Зарубиной, Д.С. Остапенко, Т.К. Бабовой, В.И. Сеченской, Л.И. Азаровой, к.г.-м.н. М.Г. Блохину, В.Н. Каминской, Н.В. Хуркало, Г.А. Горбач, С. А. Муратовой, Л.И. Алексеевой, Л.А. Авдевниной, Л.С. Левчук, Ивановой Ю. М., А.А. Вельдемар, Е.А. Ткалиной. Особая благодарность выражается супругу Сергею и всем родным и друзьям, оказавшим поддержку на всех стадиях подготовки работы.

Основные защищаемые положения.

1. Источником россыпного ореола корундовой минерализации месторождения Сутара являются корундсодержащие метасоматические зоны, сформированные в результате постмагматического реакционного преобразования ордовикских высокоглиноземистых гранитов биробиджанского комплекса на контакте с вмещающими раннекембрийскими карбонатными породами хинганской серии. Реакционное взаимодействие гранитов и мраморов реализовалось, судя по составу первичных включений в корундах ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4 +$ дочерняя фаза-диаспор), при участии существенно углекислотного относительно маловодного флюида.

2. Разработана модель образования марундитов и корундовых плагиоклазитов на основе равновесно-динамического подхода, реализованного на базе программного комплекса Селектор. Установлено, что марундиты и корундовые плагиоклазиты образовались в результате десиликации алюмосиликатных пород на контакте с карбонатными породами при участии флюида, содержащего хлор. Оптимальные условия корундообразования определяются интервалом температур 500-600°C и величиной pH, равному 5-9. Образование высоких содержаний корунда, вероятно, происходило при инфильтрации хлоридного флюида в массу уже сформированных метасоматических корундсодержащих пород.

3. Впервые обнаруженный на месторождении Сутара диаспор образовался в первичных включениях корундов в результате реакции захваченного существенно углекислого флюида с минералом-хозяином при температуре 305°C. Эта реакция при известном составе флюида и величине давления служит геотермометром.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ

ИК – инфракрасная спектроскопия

ИСП АЭС - атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

ИСП-МС - масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой

КПШ – калиевый полевой шпат

КР – комбинационное рассеяние (спектроскопия комбинационного рассеяния или Рамановская спектроскопия)

ПК - программный комплекс

мас.% - массовые проценты

мол - молекулярные количества

РЗЭ – редкоземельные элементы

ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН - Центр коллективного пользования (Приморский центр локального элементного и изотопного анализа) Дальневосточного геологического института ДВО РАН

al^1 – глиноземистость, $al^1 = \frac{Al_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$ (мол.)

f^1 – железистость, $f^1 = Fe_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$ (мол.)

Fe^* - железистый номер, $Fe^* = FeO_i / (FeO_i + MgO)$ (мол.)

Ка – коэффициент апаитности, $Ka = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$ (мол.)

A/CNK – индекс насыщенности глиноземом, $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ (мол.)

ASI - индекс насыщенности глиноземом (aluminum saturation index)

$ASI = Al / (Ca - 1.67P + Na + K)$ (мол.)

Ab - альбит $Na[AlSi_3O_8]$

An - анортит $CaAl_2Si_2O_8$

Ap- апатит $Ca_5[PO_4]_3(F, OH)$

Bt – биотит $K(Mg, Fe)_3[AlSi_3O_{10}](OH, F)_2$

C – графит C

Cc – кальцит $CaCO_3$

Cchl – клинохлор $(Mg, Al, Fe)_6[Si_3AlO_{10}](OH)_8$

Cpy – халькопирит $CuFeS_2$

Cpx – клинопироксен

Chl – хлорит $(Mg, Fe)_3(SiAl)_4O_{10}(OH)_2 (Mg, Fe)_3(OH)_6$

Col - колумбит $(Fe, Mn)Nb_2O_6$

Crn – корунд Al_2O_3
 Cst - касситерит SnO_2
 Dol – доломит $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
 Dsp – диаспор $\text{AlO}(\text{OH})$
 Fl - флюорит CaF_2
 Grt – гранат $(\text{Mg,Fe,Mn,Ca})_3(\text{Al,Fe})_2(\text{SiO}_4)_3$
 Hpy – халькопирит CuFeS_2
 Hrd – гердерит $\text{CaBe}[\text{PO}_4](\text{F,OH})$
 Ist - истонит $\text{KMg}_2\text{Al}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$
 Il – ильменит FeTiO_3
 Kfs – калиевый полевой шпат KAlSi_3O_8
 Ky – кианит $\text{Al}_2\text{O}(\text{SiO}_4)$
 Lpd - лепидолит $\text{K}(\text{Li,Al})_{2,5-3}[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$
 Mar – маргарит
 Mo – монацит $\text{Ce}[\text{PO}_4]$
 Ms – мусковит $\text{KAl}_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$
 Mtb – монтебразит $\text{LiAl}[\text{PO}_4](\text{OH,F})$
 Or - ортит $(\text{Ca, Ce, La, Nd})_2(\text{Al, Fe})_3(\text{SiO}_4)_3(\text{OH})$
 Phl – флогопит $\text{KMg}_3[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}](\text{OH,F})_2$
 Pl – плагиоклаз
 Pl (Ab) – плагиоклаз (альбит) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
 Pl (Olg) – плагиоклаз (олигоклаз) $(\text{Na,Ca})(\text{AlSi})_3\text{O}_8$
 Po – пирротин FeS
 Py – пирит FeS_2
 Qtz – кварц SiO_2
 Ru – рутил TiO_2
 Sep – сепиолит $\text{Mg}_4(\text{Si}_6\text{O}_{15})(\text{OH})_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
 Sp – шпинель $(\text{Mg,Fe,Zn})(\text{Al,Cr})_2\text{O}_4$
 Spr – сфен (титанит) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4]\text{O}$
 Tu – турмалин $\text{Na}(\text{Al,Li,Fe})_3\text{Al}_6(\text{OH,F})_4[\text{Si}_6\text{O}_{18}](\text{BO}_3)_3$
 Ur - уранинит UO_2
 Ver – вермикулит
 Xe – ксенотим YPO_4
 Zr – циркон $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$
 Zo – цоизит $\text{Ca}_2\text{Al}_3[\text{Si}_2\text{O}_7] [\text{SiO}_4]\text{O}(\text{OH})$

ГЛАВА 1. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОРУНДА (ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР)

Известно, что для образования корунда необходимым условием является высокое содержание глинозема при дефиците кремнезема. Мировые месторождения корунда сосредоточены в странах Юго-Восточной Азии и Африки (Табл. 1.1) [Hughes, 1997; Shor R. at all, 2009; Gubelin E.J et al., 2008; Shigley et al., 2010]. Корунд встречается как в коренных месторождениях, так и во вторичных (россыпных), образованных за счет разрушения этих пород. Коренные источники корундовых россыпей можно разделить на четыре генетических класса: магматические, пегматитовые, метаморфогенные и метасоматические (Табл. 1.2)

Среди магматических месторождений корунда [Геншафт, 1987; Guo, 1996; Oakes, 1996; Sutherland, 2001,2002; Amour & Linner, 1999; Изох А.Э., Смирнов С.З, 2010;] выделяют сапфирсодержащие щелочные базальты (Австралия) [Stephenson, 1976], Таиланд [Хамлоет, 2014], Камбоджа, Лаос, Мадагаскар, сапфирсодержащие щелочные основные лампрофиры (США) [Bronslow & Komorowski, 1988; O`Reilly & Griffin, 1996; Zwaan et al., 2015; Cade at al., 2006; Schulze, 2003], сиениты (Приморский край) [Одариченко Э.Г., 2004].

К пегматитовым месторождениям корунда принадлежат десилицированные сиенитовые и миаскитовые пегматиты Кольского полуострова, Урала, Канады, Бирмы и Шри-Ланки [Буканов, Липовский, 1980].

Метаморфогенные – месторождения, образовавшиеся в результате прогрессивного метаморфизма высокоглиноземистых осадочных пород, известны в докембрийских кианит-силлиманитовых плагиогнейсах (Карелия, Приазовье, США, Шри Ланка, Финляндия, Мадагаскар) [Буканов, Липовский, 1980], а также в мраморах (Вьетнам, Мьянмар, Центральный Памир) [Барнов Н.Г., 2010].

Метасоматические месторождения представлены магниезиальными скарнами, связанными с гранитами (Памир, Мьянма, Афганистан) [Lyer, 1953]; алюмосиликатными эндоскранами, локализующимися в эндоконтактах сиенитовых массивов с вмещающими их мраморами (Шри-Ланка) [Silva & Siriwardena, 1988; Cooray, 1994; Sajeev et al., 2004]; вторичными кварцитами (Центральный Казахстан) [Жариков, 1998]; плагиоклазитами, слюдитами, марундитами, образованными за счет алюмосиликатных пород в процессе биметасоматической десиликации (Индия, Танзания, США, Полярный Урал, Памир) [Фишман, 2006; Щербакова, 1976; Simonet et al., 2008; Избродин, 2003; Baba S. 1999; Schwarz, 2008; Литвиненко, 2006].

Таблица 1.1

Главные Мировые месторождения корунда (по Shor . at all, 2009; Shigley et al., 2010; Hughes, 1997; Gubelin et al., 2008;)

Страна	Название месторождения	Коренной источник
Мьянма (Бирма)	Mogok, Mong Mit, Mong Hsu, Lai Hka, Langhko, Yaw nghwe, Thabeitkyin, Madaya, Hlaingbw e Valley, Hpakon, Mansi, Belin Thandaung, Mong Hkak, Singu, Makmai	Регионально метаморфизованные карбонатные породы на контакте с пегматитами и сиенитами
Тайланд	Klug-Khao Saming, Bo Phloi, Wichian-Buri, Denchai-Wang Chin, Nam Yun-Kantharak, Si Satchanalai	Щелочные базальты
Камбоджа	Pailin, Virochey, Chamnong, Chamnom	Щелочные базальты
Лаос	Ban Huai Sai	Щелочные базальты
Вьетнам	Luc Yen, Bu Khang, Phan Thiet, Xa Gia Kiem, Di Linh	Мраморы; Щелочные базальты.
Афганистан	Jegdalek-Gandamak	Метаморфизованные доломитовые известняки, прорванные гранитными интрузиями.
Пакистан	Hunza Valley, Nangimali	Кальцитовые и доломитовые мраморы
Непал	Ganesh Himal	Доломиты
Индия	Khaman, Vishakhapatnam, Raipur, Deogarh, Madurai, Trivandrum, Kargil, Salem, Nellore, Anantapur, Bagdihi, Kolar, Mysore, Hassan, Tumkur, Warangal, Chittoor, Bellary, Chikmagalur, Chitradurga, Mandya, Raichur, Shimoga, Bastar, Kalahandi, Kangayam, Palni, Guntur, Madikeri, Nalgonda, Kakinada, Naw apada, Sidhi, Travancore	Пегматиты, ассоциирующие с актинолит-тремолитовыми линзами; Анортозит-габбро ультрамафические комплексы; Контактная зона пегматитов и ультрамафических пород; Силлиманит-гранатовые ультрамафические комплексы; Силлиманит-кордиерит-гранатовые графитовые гнейсы

Продолжение таблицы 1.1

Страна	Название месторождения	Коренной источник
Шри-Ланка	Kalaw ana, Balangoda, Rakw ana, Akuressa, Okkampitiya, Kochchipatana, Matale, Elahera, Avissaw ella, Alutgama, Ambalantota, Kuruw itenna, Polonnaruwa, Hatton, Passara, Amaraw ewa, Naputale, Embilipitiya, Nuw ara, Eheliyagoda, Naw alapitiya, Bibile, Horana	Десилицированные высокоглиноземистые осадки.
Кения	Thika, Taita Hills, Kitui, Maralai, Mtitio Andei, Murua Rith Hills, West Pokot, Garba Tula, Chandler's Falls, Loldaika Hills, Mangari	Десилицированные пегматиты, прорывающие серпентиниты; Щелочные базальты; Десилицированные гнейсы в ультрамафических серпентинитах.
Мадагаскар	Gogogogo, Ejeda, Antanifotsy, Ambilobe, Milanoa, Amboasary, Andranondambo, Ambondromifehy, Ranohira, Bekily, Betroka	Контактные зоны между гранитами и мигматитами.
Малави	Chimw adzulu Hill	Амфиболиты
Руанда	Cyangugu	Генезис неизвестен
Танзания	Lake Manyara, Tunduru, Lelatema, Mpw apw a, Kilosa, Handeni, Longido, Singida, Same, Mahenge, Kalalani, Babati, Lossogonoi, Gairo, Luande, Matombo, Magogoni, Morogoro, Mvuha, Ndundu, Songea	Десилицированные пегматиты прорывающие серпентиниты; Мрамора.
Австралия	Barrington, Oberon, Lava Plains, Anakie-Rubyvale	Щелочные базальты; Амфиболиты
Колумбия	Mercaderes	Генезис неизвестен

Таблица 1.2

Коренные источники корундовых россыпей (по Hughes, 1997; Gubelin E.J et al., 2008)

Магматические	а) Сапфирсодержащие щелочные базальты (Шт. Квинсленд и Новый Южный Уэльс - Австралия, Таиланд, Камбоджа, Лаос, Мадагаскар).
	б) Сапфирсодержащие щелочные основные лампрофиры (Його-Галч, шт. Монтана, США,)
	в) Сиениты (Незаметнинское, Приморский край).
Пегматитовые	Дисилицированные сиенитовые и миаскитовые пегматиты Урала (Ильменский массив), Кольского полуострова (Хибинский щелочной массив), Канады, Бирмы (Могокский горнорудный район) и Шри Ланка.
Метаморфогенные	а) Месторождения корунда, образовавшиеся в результате прогрессивного метаморфизма высокоглиноземистых осадочных пород (Карелия, Приазовье, США, Шри-Ланка, Финляндия, Мадагаскар).
	б) Мрамора (Luc Yen и Quy Chau, Вьетнам; Могок и Mong Hsu, Мьянмар; Снежное, Центральный Памир)
Метасоматические	а) Магнезиальные скарны, связанные с гранитами (Кухилал на Памире, Могок в Мьянме, месторождение Джеқдалек в Афганистане).
	б) Алюмосиликатные эндоскраны, локализующиеся в эндоконтактах сиенитовых массивов с вмещающими их мраморами (Шри Ланка).
	в) Плагиоклазиты, слюдиты и марундиты, образованные за счет алюмосиликатных пород в процессе биметасоматической десиликации (Индия, Танзания, США, Полярный Урал, Памир).
	г) Вторичные кварциты (Семиз-Бугу – Центральный Казахстан).

Ниже приведено описание типовых метасоматических месторождений.

а) Магнезиальные скарны, связанные с гранитами (на примере Могокского рубиноносного района, Мьянма).

Могокский рубиноносный район приурочен к крупному антиклинальному поднятию докембрийских пород [Киевленко и др., 1982], где широко распространены гранулиты, гранатовые гнейсы, кристаллические сланцы с прослоями силлиманитовых кварцитов. Эта глубокометаморфизованная толща архейского возраста, содержащая мощные пачки мраморов и известковистых гнейсов, прорвана гранитами. Зоны с рубином приурочены к контактовым зонам мраморов с штоками и дайками гранитов и гранит-пегматитов. Рубин и шпинель концентрируются в зонах повышенной трещиноватости магнезиальных скарнов, расположенных вдоль гранитных даек. Считается, что при внедрении кислой магмы, высокотемпературные пневматолито-гидротермальные растворы воздействовали на доломитизированные мрамора, в результате чего образовались форстерит, диопсид, шпинель, рубин, флогопит, хондродит, скаполит и апатит [Киевленко и др., 1982].

б) Алюмосиликатные эндоскарны, локализующиеся в эндоконтактах сиенитовых массивов с вмещающими их мраморами (на примере рудного района Бакамуна, Шри-Ланка).

В центральной части острова Шри-Ланка расположен рудный район Бакамуна, в пределах которого обнаружены рассланцованные мигматиты, доломитизированные мрамора, чарнокиты, кварциты, биотит-гранатовые гнейсы [Silva & Siriwardena, 1988; Cooray, 1994; Sajeev et al., 2004]. Скарновая залежь располагается в мраморах вблизи их контакта с мигматитами кварц-сиенитового состава. В строении залежи выделяются три зоны: внутренняя, промежуточная и внешняя. Внутренняя представлена кварц-ортоклазовыми пегматитами; промежуточная – массивными тонкозернистыми скарнами, состоящими из скаполита, шпинели, корунда и флогопита; внешняя сложена скаполитом, флогопитом и крупными выделениями шпинели и корунда. Вдоль контакта мраморов и скарнов отмечаются жилы, состоящие на 30% из флогопита и 70% из шпинели. Считается, что месторождение образовалось в результате внедрения пегматитовых расплавов в доломитизированные мрамора. Высокое внутреннее давление флюидов способствовало образованию многочисленных трещин во вмещающих породах, что приводило к дегазации расплавов и скарнированию мраморов с образованием скаполита и корунда [Cooray, 1994; Sajeev et al., 2004].

в) *Плагиоклазиты, слюдиты и марундиты*, образованные в корундовых метасоматитах за счет алюмосиликатных пород в процессе биметасоматической десиликации (на примере проявления Вез-дара, Памир).

Корундовые метасоматиты в пределах юго-западного Памира образуются в контактах гранитов с магнезитами, доломитами, ультрабазитами; в контактах гнейсов с магнезитами, в контактах амфиболитов с магнезитами, доломитами [Литвиненко, 2006].

Корундовые метасоматиты в контактах гранитов с доломитами были обнаружены Литвиненко в верховьях р. Вездара (Памир). Данное проявление сложено гранат-биотитовыми гнейсами, содержащими серию сближенных пластов доломитовых мраморов мощностью от 5 до 10 метров [Литвиненко, 2006]. В прослоях мраморов отмечаются миматитовые жилы гранитного состава. В контакте гранитных жил с доломитами наблюдаются зональные образования следующего вида.

Граниты	ЗОНЫ						Доломиты
	Эндоконтактовые				Экзоконтактовые		
	Калишпат-плагиоклазовая	Плагиоклазовая	Сапфир-плагиоклазовая	Флогопитовая	Диопсидовая	Кальцит-форстеритовая	
	1	2	3	4	5	6	

В жилах с плагиоклазовой зоной отмечаются крупные (до 1,5 см) кристаллы светло-голубого корунда. В другой группе жил, где плагиоклазовая зона отсутствует, сапфир не отмечается [Литвиненко, 2006].

е) *Корундовая минерализация, связанная с вторичными кварцитами* (на примере месторождения Большой Семиз-Бугу, Центральный Казахстан).

Вторичные кварциты (ВК) на месторождении Большой Семиз-Бугу связаны с герцинским кислым магматизмом, который представлен комплексом риолитов, их туфов, субвулканическими дайками и штоками гранит-порфиров [Жариков и др., 1998]. Основные типы ВК: серицитовые, монокварцевые, серицит-андалузитовые, алунитовые, андалузитовые. Корунд локализуется в центральной части месторождения в виде вкрапленности и мелких жилок. Мощное жилородное крутопадающее тело, слагающее массив горы Большой Семиз-Бугу, делит массив вторичных кварцитов на две части: внутреннюю корунд-андалузитовую и внешнюю с алунитовой минерализацией. Постепенность переходов от монокварцитов к другим типам ВК - серицитовым, андалузитовым и алунитовым, а также наличие в них реликтовой структуры кварцевых порфиров и вкрапленников неизменного первичного кварца свидетельствует о том, что ВК образовались метасоматически [Жариков и др., 1998].

ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА

Объект диссертационного исследования - месторождение золота Сутара, в административном плане относится к Облученскому району Еврейской Автономной Области (ЕАО). Район исследований расположен в юго-западной части Малохинганского террейна, входящего в состав Буреинского супертеррейна [Геодинамика, 2006].

2.1. Геологическое строение района

По данным А.Ф. Васькина (1999) в пределах рудного района развиты архейские гнейсы, терригенные и карбонатные породы хинганской серии нижнего кембрия, ордовикские и карбоновые гранитоиды, терригенные и вулканогенные образования мелового возраста, олигоцен-миоценовые, плиоцен-четвертичные рыхлые отложения [Васькин, 1999] (рис. 2.1).

Верхний архей Амурская серия

Туловчихинская свита (AR_2tI) состоит из слюдяных плагиогнейсов, двуслюдяных и биотитовых гнейсов [Васькин, 1999]. Плагиогнейсы – коричневато-серые, мелко-среднезернистые породы, содержащие (в %) олигоклаз-андезин (№№ 25-34) – (30-60 %), кварц – (25-50 %), биотит – (5-15 %), мусковит – (5-8 %). Гнейсы внешне не отличимы от плагиогнейсов, но содержат до 15 % калишпата. Структура пород лепидогранобластовая. Породы метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации, на что указывает парагенезис: олигоклаз-андезин + кварц + биотит ± мусковит ± калишпат ± гранат [Васькин, 1999]. Породы туловчихинской, свиты местами мигматизированы. Послойные, часто линзовидные инъекции гранитного материала имеют мощность 0,03-1 м [Васькин, 1999].

Как отмечает А.Ф. Васькин, нижняя граница серии в районе не известна, а верхняя определяется прорыванием ее гранитоидами ордовика и среднего-позднего карбона. Решением 1V ДВ МРСС (1990г.) возраст амурской серии принят как позднеархейский [Васькин, 1999].

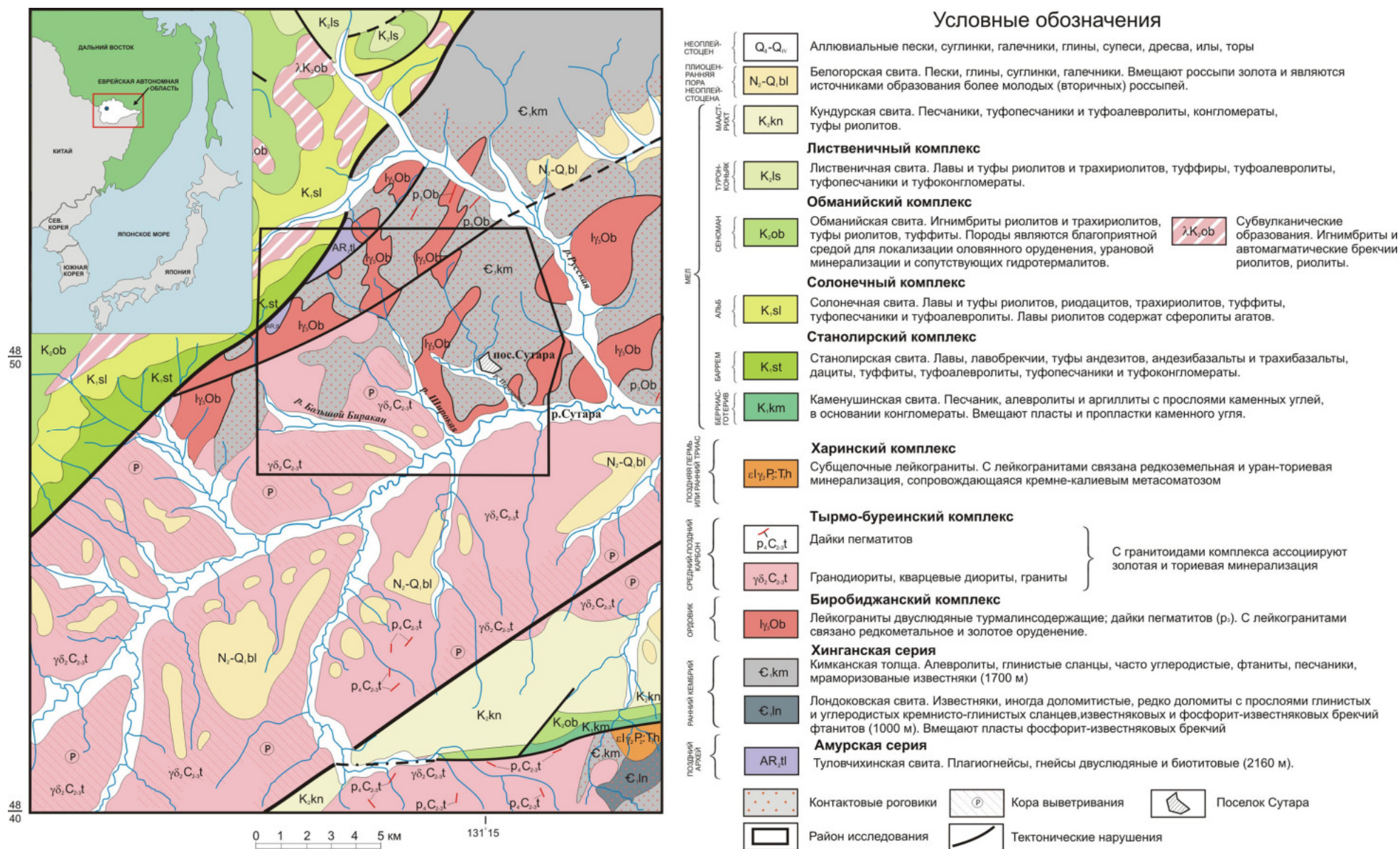


Рис. 2.1 Геологическая карта района исследований на основе Государственной геологической карты [по А.Ф. Васькин, 1999 г., М.Г. Золотов, 1959.]

Ранний кембрий

Хинганская серия

Хинганская серия включает в себя нижнекембрийские лондоковскую свиту и кимканскую толщу, которые слагают фрагмент Кимканского прогиба.

Лондоковская свита (Є₁ln) представлена массивными, реже грубо- и тонкослоистыми известняками темно-серого, серого, реже черного цвета, часто углеродистыми [Васькин, 1999]. Отмечаются прослои углеродистых кремнисто-глинистых и глинистых сланцев. Иногда наблюдаются прослои доломитов и доломитистых известняков. Известняки состоят из кальцита, иногда с примесью доломита, кварца, глинисто-слюдистого материала и углеродистого вещества. Содержание СаО в них 42,5-54,0%, MgO - 0,08-9,83%.

Как отмечает А.Ф. Васькин, возраст свиты обоснован находками в известняках спикул губок, принадлежащих отрядам Hexactinellida, Tetractinellida, Monaxonellida, характерных для нижнекембрийских отложений, микрофитолитов, хиолительминтов и ханцеллорий, известных в верхнем венде – нижнем кембрии [Васькин, 1999].

Кимканская толща (Є₁km) представлена алевролитами, глинистыми сланцами, в том числе углеродистыми, фтанитами, песчаниками и известняками, которые в разной степени рассланцованы и ороговикованы [Васькин, 1999]. Породы кимканской толщи слагают ядро синклинальной складки в бассейне реки Сутара [Васькин, 1999]. Региональный метаморфизм кимканской толщи выражен в рассланцевании, перекристаллизации цемента в терригенных породах и мраморизации карбонатных пород.

По данным А.Ф. Васькина, раннекембрийский возраст кимканской толщи основан на находке в карбонатных породах Кимканского месторождения железа *Modioloides priscus* Walcott. Скелетная микрофауна, обнаруженная в доломитах, характеризует их раннекембрийский возраст [Васькин, 1999].

Ордовик

Биробиджанский комплекс

Лейкограниты двуслюдяные турмалинсодержащие (Iy₃Ob), по данным А.Ф. Васькина, слагают тела удлиненной формы и дайки пегматитов, ориентированные сообразно складчатым структурам вмещающих пород. Лейкограниты наблюдаются в виде апофиз неглубоко залегающих крупных массивов, сопровождающихся полями контактово-изменённых пород. В экзоконтакте тел вмещающие породы хинганской

серии пронизаны послойными и секущими жилами лейкогранитов, часто переходящими в пегматоидные разности.

Лейкограниты – светло-серые, мелкозернистые, реже среднезернистые, обычно гнейсовидные породы, состоящие из кварца – (25-35 %), плагиоклаза (Olg 27-30) – (25-30 %), калишпата – (30-40 %), биотита – (3-5 %) , мусковита – (2-10 %), турмалина – (0-5 %). Акцессорные минералы: апатит, циркон, гранат, ксенотим, монацит, магнетит, рутил, ортит, флюорит. Дайки пегматитов (p_3), обычно крутопадающие (50-80°) мощностью 0,03-13 м, редко до 60м. Среди пегматитов встречаются кварц-микроклин-лепидолитовые и содержащие крупные блоки микроклина разности.

В экзоконтакте интрузий породы хинганской серии ороговикованы. Роговики распространены на значительной площади (до 200 км²) на левобережье р.Сутара. Здесь распространены ороговикованные алевролиты, песчаники, мраморизованные известняки кимканской толщи, в которых местами метаморфизм доходит до амфибол-роговиковой (кварц + биотит + кордиерит + турмалин + гранат) и мусковит-роговиковой (кварц + биотит + мусковит + андалузит ± гранат) фаций. В междуречье рек Широкая-Русская местами встречаются слюдяные сланцы с признаками глубокого метаморфизма (содержат силлиманит, кристаллический графит, гранат) Метасоматические образования представлены мусковит-кварцевыми грейзенами. [Васькин, 1999], развитыми в основном в эндоконтактах интрузий.

По данным А.Ф. Васькина, с двуслюдяными турмалинсодержащими лейкогранитами связаны проявления тантало-ниобатов, редких металлов, мусковита, боросиликатов. К выходам гранитоидных интрузий приурочены вторичные геохимические ореолы, подчеркивающие уран-ториевую и олово-редкометальную специализацию.

Как пишет А.Ф. Васькин – «Нижняя возрастная граница биробиджанского комплекса в районе определяется тем, что его породы прорывают и контактово метаморфизуют нижнекембрийские отложения лондоковской свиты и кимканской толщи, а верхняя – прорыванием лейкогранитов тырмо-буреинскими гранодиоритами. Большинство калий-аргоновых датировок гранитов укладываются в интервал 208 – 368 млн.лет и, вероятно, отражают поздние процессы тектоно-магматической активизации. Более древние значения возраста определены в пробах из лейкогранитов Кабалинского массива – 434 млн. лет и диоритов Бираканского массива – 474 млн. лет. Учитывая эти данные, возраст комплекса принят как ордовикский» [Васькин, 1999].

Средний-поздний карбон Тырмо-буреинский комплекс

По данным А.Ф. Васькина, Тырмо-буреинский комплекс гранодиорит-гранитовый представлен четырехфазной ассоциацией пород. Первая и третья фазы в исследуемом районе не установлены. Ко второй фазе отнесены кварцевые диориты, гранодиориты, граниты, а к четвертой – дайки пегматитов. Породы комплекса слагают Сутарский массив (около 300 км²), который охватывает бассейн верхнего течения р.Сутара и частично перекрыт меловыми и неоген-четвертичными отложениями.

Гранодиориты, кварцевые диориты, граниты ($\gamma\delta_2C_{2-3t}$) слагают Сутарский массив слагают Сутарский массив, который, судя по геологическим и геофизическим данным, имеет пластинообразную форму. По данным А.Ф. Васькина, гранитоиды оказывают интенсивное контактное воздействие на породы хинганской серии. Образовавшиеся в экзоконтакте Сутарского массива роговики по внешнему облику и составу не отличимы от контактово измененных пород, связанных с воздействием ордовикских двуслюдяных турмалинсодержащих лейкогранитов. На контакте с карбонатными породами в гранодиоритах часто проявлены процессы гибридизма, приведшие к образованию пород, близких по составу к диоритам и габбро. Гранодиориты являются главной фациальной разновидностью, наблюдаются постепенные переходы их в граниты и кварцевые диориты [Васькин, 1999].

На контакте с позднеархейскими гнейсами и сланцами, а также в зонах разломов в них часто наблюдается гнейсовидность, обусловленная ориентированным расположением темноцветных минералов.

Для рассматриваемых гранитоидов характерны серый, светло-серый цвет, порфиоровидное, массивное, средне- и неравномернoзернистое строение, структура гипидиоморфнозернистая [А.Ф. Васькин, 1999]. Гранодиориты состоят из кварца – (20-25 %), плагиоклаза (Olg 27-30) – (35-40 %), калишпата – (20-25 %), биотита – (10-15 %) и роговой обманки – (1-5 %). В кварцевых диоритах количество плагиоклаза составляет 40-50%, роговой обманки с реликтами пироксена – (5-15%), кварца – (10-15%), калишпата – (5-10%). В гранитах кварца 25-30%, калишпата – 25-35%, биотита – 5-10%, роговой обманки – не более 1%. Характерными акцессорными минералами являются сфен, ортит, циркон. Кроме них встречается апатит, монацит, рудный минерал [Васькин, 1999].

По данным А.Ф. Васькина, жилы пегматитов (ρ_4) распространены внутри интрузивных тел тырмо-буреинского комплекса. Преобладающее простирание их субширотное и меридиональное. Углы падения крутые (45-90°) и, в единичных случаях,

субгоризонтальные (0-10°). Мощность даек от первых десятков сантиметров до нескольких десятков метров, а протяженность - первые сотни метров

Калий-аргоновые датировки гранитоидов 207–310 млн. лет. Интрузии тырмо-буреинского комплекса прорывают терригенные отложения нижнего-среднего девона и нижнего карбона и сами прорваны лейкогранитами харинского комплекса. На основании этих данных возраст комплекса принят как средне-позднекарбонный [Васькин, 1999].

Позднепермские - ранне триасовые интрузии

Харинский комплекс лейкогранитовый

Субщелочные лейкограниты ($\epsilon_{ly}2P_2:T_1h$), по данным А.Ф. Васькина, лейкограниты слагают небольшой шток в верховьях руч.Лев.Костеньга, который местами перекрыт каменушинской свитой. Шток имеет повышенные содержания урана и тория (от 21-29 мкР/ч до 40-60 мкР/ч).

Лейкограниты – розовые, серовато-розовые, массивные. В краевых частях штока - гнейсовидные с гипидиоморфнозернистой, участками аллотриоморфнозернистой структурой. Они состоят из кварца – (25-35 %), плагиоклаза (An 29-32) – (20-25 %), калишпата – (30-40 %), биотита – (1-5 %). Акцессорные минералы: турмалин, циркон, магнетит, монацит, апатит, рутил, пирит, молибдени [Васькин, 1999].

По данным А.Ф. Васькина, нижняя возрастная граница лейкогранитов определяется тем, что они прорывают гранитоиды тырмо-буреинского комплекса, верхняя – несогласным залеганием на них берриас – готеривских отложений каменушинской свиты. Субщелочные лейкограниты харинского комплекса широко распространены на Буреинском массиве, где их возраст на основе радиологических данных принят как позднепермский или раннетриасовый [Васькин, 1999].

Меловая система

Разрез мела представлен континентальными угленосными отложениями каменушинской свиты, вулканогенными породами станолірской, солонечной, обманийской, листовничной свит, туфогенно-осадочными образованиями кундурской свиты, несогласно залегающими на докембрийских и палеозойских породах.

Каменушинская свита (K_1km), по данным А.Ф. Васькина, состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями каменных углей, в основании - конгломераты. Песчаники по составу, в основном, аркозовые и полимиктовые, слоистые, редко косослоистые. Обломочный материал состоит из кварца (до 40%), плагиоклаза (до

20%), амфибола и биотита (до 20%), гранитов, терригенных и метаморфических пород (30%), вулканитов кислого и среднего состава, иногда присутствуют пепловые частицы. Алевролиты содержат до 70% обломков того же состава алевритовой размерности, аргиллиты почти целиком сложены пелитовым веществом.

По данным А.Ф. Васькина, в стратотипе каменушинской свиты среди растений, имеющих широкий возрастной диапазон, присутствуют *Lobifolia cf. novopokrovskii* (Pryn.) Rasskaz. et E. Lebed., *Cladophlebis ex gr. lenaensis* Vachr., *Sphenopteris ex gr. goeppertii* Dunk., *Hausmannia cf. leeiana* Sze., определяющие возраст вмещающих отложений как берриас – раннеготеривский.

Станолірская свита (K_{1st}), по данным А.Ф. Васькина, в основном состоит из андезитов, их лавобрекчий и туфов. Подчиненное значение имеют туффиты, андезибазальты, трахиандезибазальты, дациты, туфоалевролиты, туфопесчаники и туфоконгломераты.

Андезиты, андезибазальты и трахиандезибазальты имеют зеленовато-серую, серовато-зеленую, темно-серую окраску. Среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз (An 40-45) (до 25%), роговая обманка (до 10%), клинопироксен (до 5%). Дацинты отличаются более кислым плагиоклазом (An 28-32) и отсутствием пироксена. Лавобрекчии андезитов содержат до 30-60% обломков андезитов, плагиоклаза, клинопироксена. Все указанные породы относятся к калий-натриевой серии и являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми [Васькин, 1999].

Туфы и туффиты – псефитовые, псаммитовые и алевритовые, состоят из андезитов, андезибазальтов, дацитов, кварца, полевых шпатов и биотита. Туфоконгломераты состоят из галек андезитов, дацитов, гранитов, кристаллокласт плагиоклаза, кварца, калишпата. В туфоалевролитах обломки представлены кварцем и полевыми шпатами. По данным А.Ф. Васькина, в пачке вулканогенно-осадочных пород обнаружены *Elatodadus* sp. и *Podocarpus* sp., определяющие баррем-аптский возраст отложений.

Солонечная свита (K_{1sl}), по данным А.Ф. Васькина, сложена туфами и туффитами риолитов с редкими потоками риолитов и пачками переслаивания туфопесчаников и туфоалевролитов. Туфы псаммитовые, псефитовые содержат литокласты риолитов (20-40%), туфов риолитов (5-10%), вулканического стекла (5-10%) и кристаллокласты кварца (10-25 %), полевых шпатов. Основная масса реликтовая

пепловая. Туфопесчаники и туфоалевролиты содержат обломки кварца, плагиоклаза, риолитов. Риолиты и риодациты являются весьма высокоглиноземистыми породами.

По данным А.Ф. Васькина, в туффитах стратотипа обнаружены *Shpenobaiera ex gr. czekanowskiana* (Heer) Florin, *Pterophyllum rectangulare* Bell, *Elatides ex gr. asiatica* (Yok.) Krasil., которые свидетельствуют о ранне-среднеальбском возрасте вмещающих отложений. В туффитах верхней части разреза свиты собраны *Cryptomeria Subulata* (Heer) Sveshn., *Cunninghamia orientalis* (Philipp.) Samyl., *Gliptostrobus cf. va-chrameevii* Sveshn., *Taiwania cretacea* Samyl., *Araliaephyllum cf. Cordatus* (Philipp.) Philipp., характерные для позднего альба.

Обманийская свита (K₂ob) согласно залегает на туфах солонечной свиты и представлена порфиристо-, кристалло-, витроигнимбритами и туфами риолитов [Васькин, 1999].

Игнимбриты серые, темно-серые, массивные, псевдофлюидальные. По составу кристаллокластов выделяется ортоклазовая разность. Акцессорные минералы представлены магнетитом, цирконом, монацитом, ортитом, сфеном, рутилом, ильменитом, гранатом. Туфы в основном литокластические с пепловым цементом. Кластический материал представлен обломками риолитов, туфов риолитов, кристаллокластами кварца и полевых шпатов [Васькин, 1999].

По данным А.Ф. Васькина, в туффитах обманийской свиты собраны обнаружены остатки *Elatocladus sp.*, *Pitiophyllum sp.*, *Dicotylophyllum sp.*, которые указывают на ранне-поздне меловой возраст вмещающих отложений. Учитывая, что обманийская свита согласно залегает на альбской солонечной свите и перекрывается турон-коньякской листовенничной свитой, возраст ее принимается поздне меловым.

Субвулканические образования обманийского комплекса (ЛK₂ob), по данным А.Ф. Васькина, представлены штокообразными телами игнимбритов и автомагматических брекчий риолитов, риолитов, пространственно ассоциирующихся с выходами пород обманийской свиты. Игнимбриты по петрографическому составу и петрофизическим свойствам аналогичны игнимбритам обманийской свиты.

Автомагматические брекчии содержат кристаллокласты (20-50%) кварца, анортоклаза и литокласты (10-30%) кислых и умеренно-кислых вулканитов, редко гранитоидов, сланцев и кварцитов, погруженных в флюидальную микрокристаллическую с реликтами пепловой основную массу. Риолиты содержат

вкрапленники кварца (2-10%), калишпата (2-10%), погруженные в фельзитовую, микрофельзитовую, участками перекристаллизованную, основную массу [Васькин, 1999].

Лиственничная свита (K_2ls) сложена лавами и туфами риолитов и трахириолитов с подчиненным значением туффитов, туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоконгломератов [Васькин, 1999].

По данным А.Ф. Васькина, риолиты и трахириолиты содержат вкрапленники (10-30%) калишпата, кварца, погруженных в фельзитовую, микросферолитовую основную массу. Туфы помимо обломков кристаллов кварца (5-10%) и полевых шпатов (5-20%), содержат литокласты стекла (5-15%), риолитов (10-60%), туффитов. Связующая масса пепловая. Туффиты от алевритовых до агломератовых. Состав обломков (70%) такой же как и в туфах. Туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоконгломераты содержат до 35% пирокластического материала, сцементированного глинисто-гидрослюдистым цементом базального типа.

По данным А.Ф. Васькина, результаты комплексного анализа систематического состава тафофлоры позволили принять турон-коньякский возраст вмещающих отложений. Определение ископаемой этномофауны показало, что почти все виды с наибольшей вероятностью указывают на начало позднего мела. Ихтиофауна тяготеет к позднему мелу. Калий-аргоновые датировки риолитов из района стратотипа лиственничной свиты укладываются в интервал 77-105 млн. лет [Васькин, 1999].

Кундурская свита (K_2kn), по данным А.Ф. Васькина, состоит из песчаников, туфопесчаников и туфоалевролитов с редкими прослоями туфов кислого состава и конгломератов. Конгломераты на 50-80% состоят из гальки (1-5 см) игнимбритов, риолитов, туфопесчаников, туфоалевролитов, гранитов. Песчаники и туфопесчаники, слоистые и косослоистые. Обломки представлены кварцем (20-40%), полевыми шпатами (15-30%), эффузивами кислого и основного состава (до 10%), гранитами и алевролитами (0-30%). Цемент по составу кварц-серицитовый. Туфоалевролиты темно-серые, слоистые, часто содержат углефицированные растительные остатки. Туфы лито- и кристалловитрокластические, от пепловых до псефитовых. Обломки представлены кварцем (30-40%), полевыми шпатами (20-30%), вулканитами кислого состава (20%).

В туфоалевролитах в нижней части свиты обнаружены *Taxodium dubium* (Sternb.) Neer, а в средней и верхней частях – *Platanus* gen., *Protophyllum* gen., которые указывают на позднемеловой возраст вмещающих пород [Васькин, 1999].

Неоген – четвертичная система

Белогорская свита (N₂-Q_IbI) состоит из песков, глин, суглинков, галечников и залегает на гранитоидах тырмо-буреинского комплекса, породах хинганской серии и меловых вулканитах. Нижняя часть свиты, представлена валунами и галечниками с песчаным заполнителем. К пластам песчано-галечных отложений приурочены мелкие россыпи золота [Васькин, 1999].

Среднее звено (aQ_{II}). Аллювиальные пески, суглинки, галечники, гравий и глины этого звена слагают вторую надпойменную террасу высотой 8-15м в бассейне р. Сутара. Вторая терраса сложена мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песками (6-7 м), содержащими в верхней части разреза линзы суглинков и илов, песками с гравием, галькой и суглинками. Пески преимущественно кварц-полевошпатовые. Галька и гравий представлены вулканогенными, интрузивными, контактово и метасоматически измененными породами [Васькин, 1999].

Верхнее звено (aQ_{III}). По данным А.Ф. Васькина, верхнее звено представлено галечниками, песками, супесями, суглинками. Состав песка и гравия кварц-полевошпатовый. Галька представлена риолитами (50%), кварцем, гранитами, мраморами (12%). Отложения террас вмещают мелкие и непромышленные россыпи золота.

Аллювиальные отложения (a Q_{IV}) слагают низкую и высокую поймы, косы и русловые отмели [Васькин, 1999]. Для пойменных отложений характерно преобладание песков. Мощность пойменного аллювия 1-8 м, редко до 18 м. Отложения поймы вмещают непромышленные и малые россыпи золота.

2.2. Геологическая изученность района на золото и другие полезные ископаемые

Изучение Малого Хингана начато во второй половине XIX века. В то время были получены первые сведения о географии и геологии района, открыт Сутарский золотоносный район [Н.П. Аносов, 1860], железные руды, выявлена большая часть россыпных месторождений золота. С 1889 г. началась разработка россыпей золота на участках, расположенных в бассейне реки Переходной. В последующие годы отрабатывались участки, расположенные в бассейне р.Сутары. Первое подробное описание Сутарских россыпей дал П.К. Яворовский, указавший, что россыпная золотоносность района связана со значительной массой первоначально золотоносных пород (гранито-гнейсов, жильных пород гранитной группы) [Яворовский, 1902]. В 1928 г. вышла работа Э.Э. Анерта «Богатство недр Дальнего Востока», в которой автор подчеркнул случаи прямой связи золота с кварцевыми жилами [Анерт, 1928].

В 1942 г. в окрестностях поселка Сутара М.И. Ициксон провел геолого-поисковые работы масштаба 1:50000 [Ициксон, 1943]. Им была установлена приуроченность турмалиновых гранитов к ядрам антиклинальных складок, сложенных протерозойскими образованиями.

В 1948 году в результате работы партии Амурской экспедиции института «НИГРИзолото» под руководством Н.С. Ильиной [Ильина, 1949] был сделан вывод о эрозионно-тектоническом происхождении Сутарской депрессии. Золотороссыпную минерализацию Н.С. Ильина связывает с древними корами выветривания

В основу Государственной геологической карты масштаба 1:200000 листа М-52-XXX первого издания были положены материалы геологической съемки масштаба 1:200000 [Золотов, 1959]. Коренными источниками золота М.Г.Золотов считает золотоносные кварцевые жилы, связанные с двуслюдяными и турмалиновыми гранитами. В результате обобщения указанных материалов М.Г.Золотовым были созданы схемы стратиграфии и магматизма района, просуществовавшие в почти неизменном виде до начала 90-х годов.

В 1970-1980гг. для оценки ураноносности в пределах Сутарского прогиба Л.Г.Ермаков, В.П.Боровков и В.И.Сергеенко провели поисковые работы, в результате которых были изучены проявления урановой и ториевой минерализации [Ермаков, 1971].

2.3. Геологическая изученность района на корунд

Первые сведения о наличии зерен серого, непрозрачного корунда в аллювии ручьев в районе Сутары были получены в 1937 году Д.И. Ивлиевым при оценке района на олово [Ивлиев, 1938].

Позже, в 1940-1941 гг., при гидравлических работах, непосредственно у поселка прииска, были обнаружены крупные, иногда хорошо окатанные глыбы корундовых пород, по весу достигающие 15-20 кг. В процессе этих работ, попутно с добычей золота, было добыто около двух тонн корундовой руды, с содержанием в ней корунда до 70-80%.

В 1942 году в районе прииска Сутара проводились специализированные работы на корунд под руководством М.И.Ициксона [Ициксон, 1943]. В результате этих работ было выявлено два объекта корундовой минерализации в виде глыб и обломков корундосодержащих пород в техногенных отложениях золотоносной россыпи. М.И. Ициксон в одном из гидравлических разрезов на участке Половинка наблюдал жилу корундового плагиоклазита, мощностью до 60 см (рис. 2.2) [Ициксон, 1943].

ЗАРИСОВКА-СХЕМА
ПО СТЕНКЕ ГИДРАВЛИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА
Кл. Половинка
(Масштаб искажен)

- 1 Мраморы
- 2 Серпентиниты (офикальциты)
- 3 Форстеритовые породы
- 4 Микродиориты
- 5 Аляскиты
- 6 Корундовые плагиоклазиты

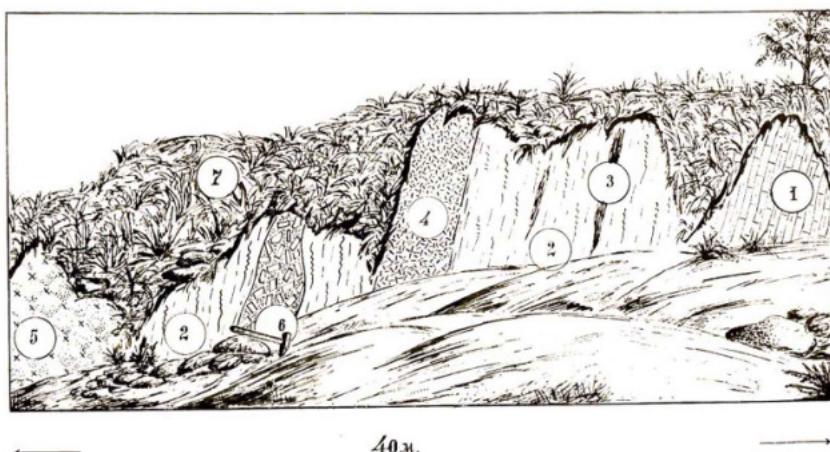


Рис. 2.2 Зарисовка-схема с корундовым плагиоклазитом [Ициксон, 1943].

По данным М.И. Ициксона, карбонатные породы на контакте с гранитами превращены в мраморы, а непосредственно в экзоконтакте развиты зоны офикальцитов и серпентинитов. В офикальцитах присутствуют форстеритовые тела, которые, вероятно являются результатом скарнирования мраморов. Аналогичные ассоциации обнаружены в виде ксенолитов в гранитах [Ициксон, 1943]. Плагиоклазиты состоят из агрегатов плагиоклаза (анортита) с подчиненным количеством биотита и

мусковита. Сапфир ассоциирует с плагиоклазом и встречается в виде редких одиночных полупрозрачных кристаллов голубого и бледно-пурпурного цвета размером до 1.5 см по длинной оси и сростков более мелких кристаллов [Ициксон, 1943].

В 1943-1944 г. специализированные работы на корунд проведены В.А. Шапошниковым, в результате которых установлено наличие коренных выходов корундовых пород. Описанная М.И. Ициксоном жила корундового плагиоклазита была позднее вскрыта Е.Я. Шапошниковым бортовой расчисткой [Шапошников, 1944]. Е.Я. Шапошниковым было установлено, что жилка эта сильно разрушена и нацело превращена в сильно каолинизированную рыхлую массу. Обломки корундовых пород в сростках с плагиоклазитами, а также плагиоклазиты с редкой вкрапленностью рассеянных кристаллов корунда были найдены в делювии ниже по склону. Е.Я. Шапошников на исследуемой территории проводил поиски жил корундовых плагиоклазитов, однако подобных проявлений корундовой минерализации обнаружено не было.

По данным Е.Я. Шапошникова, на месторождении Сутара во вскрытом коренном проявлении марундитов карбонатные породы и кристаллические сланцы прорваны лейкогранитами, переходящими в сильновыветрелые и ожелезненные апограниты, аплитовидные и пематоидные разности (рис. 2.3).

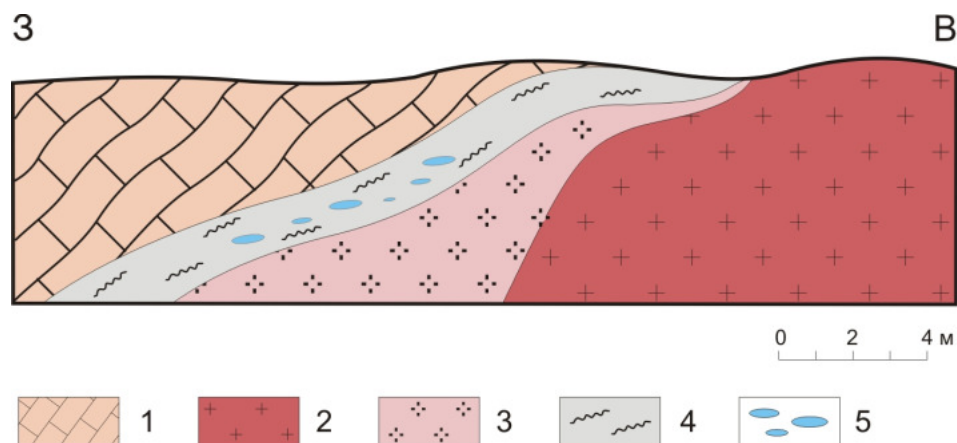


Рис. 2.3 Схематический геологический разрез. 1 – карбонатные породы, 2 – лейкограниты, 3 – апограниты, аплиты, 4 – офикальциты, серпентиниты, 5 – линзы марундитов [по Шапошников, 1945].

Карбонатные породы на контакте с гранитами превращены в оталькованные офикальциты и серпентиниты, с биотитовыми, хлоритовыми, флогопитовыми, актинолитовыми, тремолитовыми и тальковыми прослоями. Корундовая минерализация приурочена к офикальцит-серпентиновой метасоматической зоне

[Шапошников, 1945] и представлена единичными кристаллами корундов, а также скоплениями корунда в виде небольших линзовидных тел, размером до 10 – 20 см, сложенных маргарит-корундовой породой (марундитом).

Марундиты (от маргарит+корунд) впервые описаны А.Л. Холлом как маргарит-корундовая порода из района корундовых месторождений Трансвааля (Южная Африка) [Hall, 1922]. На территории России марундиты известны в Крыму, в районе Битакского прогиба [Марченко, 2001].

Е.Я. Шапошниковым было вскрыто несколько коренных точек корунда. Во всех случаях корундовая минерализация приурочена к гранитоидам, секущим карбонатные породы.

В 1980 г В.П.Хлыстом в бассейне реки Сутары проведены ревизионные работы на ювелирный корунд. Они не выявили ни прямых, ни косвенных признаков благородного корунда. В 1980-1983 гг. экспедицией «Далькварцсамоцветы» В.М.Смертенко в техногенных отложениях золотоносной россыпи ключа Михайло-Архангельский были зафиксированы корундсодержащие породы [Смертенко, 1983].

В 1985-1988 гг. Ревизионно-оценочной партией ПГО «Дальгеология» проводились ревизионные работы с целью комплексной оценки перспектив на цветные камни полей развития магнезиальных скарнов Малого Хингана. В процессе работ Б.Н.Фоминим были выявлены Курортное и Первомайское проявление синего сапфировидного корунда. Поиски сапфира рекомендовались также на Петровском участке (в пределах Сутарской площади), где ранее была обнаружена ярко-синяя галька корундовой породы.

В 1988-1992 гг ревизионной партией экспедиции «Далькварцсамоцветы» под руководством А.А. Фролова были поставлены прогнозно-тематические и геолого-поисковые работы на благородный корунд на территории Дальнего Востока [Фролов, 1993]. Новых находок корунда на Малом Хингане они не выявили.

ГЛАВА 3. ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА

Нами в пределах Сутарской площади отобраны и изучены граниты, гранитогнейсы, гнейсы и мраморы. Гранитоиды в разной степени изменены.

3.1. Петрография и минералогия магматических и метасоматических пород

Гнейсы амурской серии представляют собой породу темно-серого цвета, тонкослоистую с гнейсовидной текстурой. Минералогический состав представлен кварцем 30%, олигоклазом (An 25) 20%, мусковитом 20%, хлоритом 20%, биотитом 3-5%. Среди акцессорных минералов присутствуют ильменит, монацит, циркон, апатит (рис. 3. 1, таблица 3.1).

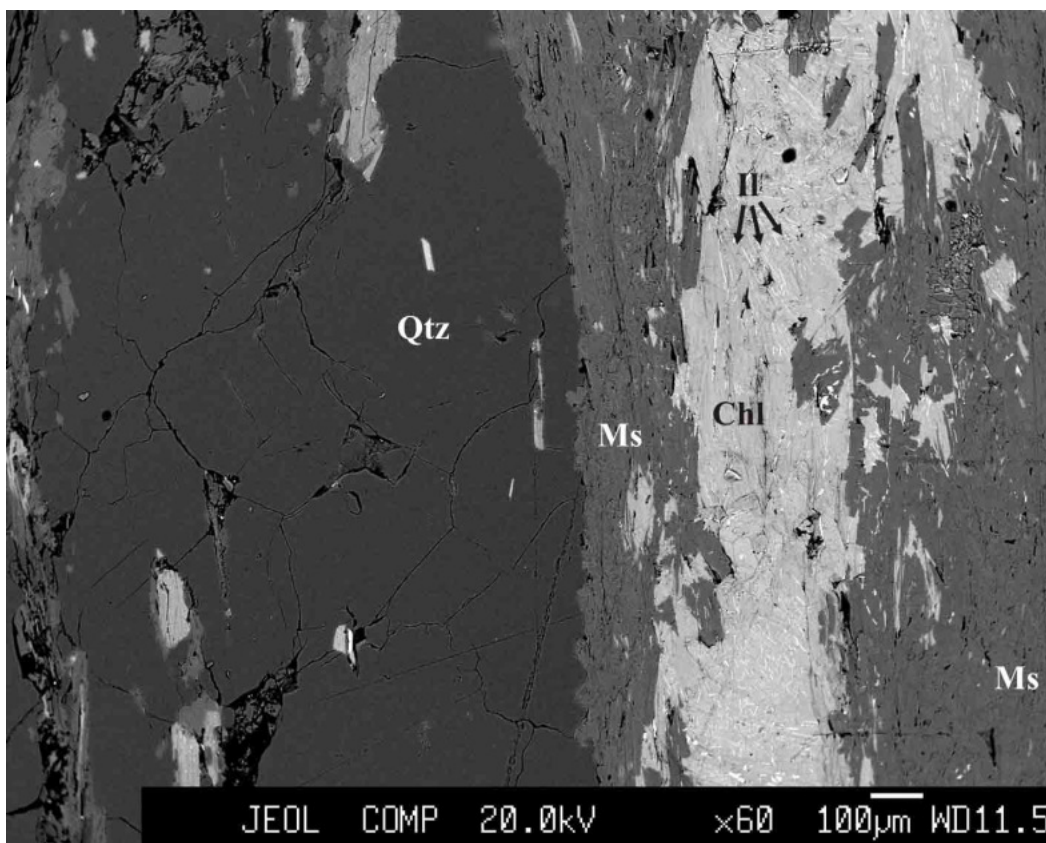


Рис. 3.1 Гнейс. Образец БС-259. Qtz – кварц, Ms – мусковит, Chl – хлорит. Il – ильменит.

Кварц является одним из породообразующих минералов и представлен сростками с мусковитом и хлоритом, олигоклазом.

Представительные составы минералов в гнейсе. Образец БС-259

Таблица 3.1

№ п.п.	кварц	мусковит	хлорит	ильменит	олигоглаз	циркон	апатит	монацит	биотит
Element									
F (weight)	-	-	-	-	-	-	4,51	-	-
SiO ₂	100,32	46,56	26,05	-	61,79	32,09	-	-	34,57
TiO ₂	-	0,65	-	51,96	-	-	-	-	3,74
Al ₂ O ₃	-	32,73	22,58	-	24,27	-	-	-	17,38
FeO	-	2,74	31,37	44,1	-	-	-	-	24,7
MnO	-	-	-	3,27	-	-	-	-	-
MgO	-	1,48	8,35	-	-	-	-	-	6,87
CaO	-	-	-	-	5,31	-	56,55	1,07	-
Na ₂ O	-	0,45	-	-	8,89	-	-	-	-
K ₂ O	-	10,52	-	-	-	-	-	-	10,14
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	46,7	31,61	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	66,67	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	13,95	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	29,51	-
Pr O ₂	-	-	-	-	-	-	-	2,99	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	12,72	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	1,00	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	1,5	-	-	-
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	5,47	-
Total	100,32	95,13	88,35	99,32	100,27	100,25	103,25	98,33	97,39

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %,"-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Мусковит присутствует в виде агрегатных скоплений в основной массе, находится в сростании с кварцем и хлоритом.

Хлорит содержит MgO – 8.55, FeO – 31.37 мас. %. Хлорит присутствует в основной массе в виде чешуек и агрегатных скоплений, содержит многочисленные включения ильменита.

Биотит образует неправильной формы чешуйки в основной массе.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (An 25) в сростании с кварцем и слюдами.

Ильменит встречается в виде мелких удлиненных кристаллов в основном в хлорите, а также в мусковите. В качестве изоморфной примеси содержит 3.27 мас. % MnO.

Апатит образует редкие зерна неправильной формы размером от 30 до 150 микрон. Содержание фтора до 4.5 вес.%.

Циркон встречается в основной массе в виде единичных зерен размером 10-15 микрон.

Монацит встречается в виде неправильно изометричных зерен размером до 60 микрон на границе хлорита и мусковита.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.1), минералы гнейса (образец БС-259) имеют следующие формулы:

Мусковит - $(K_{0.9}, Na_{0.05}) (Al_{1.59}, Mg_{0.14}, Fe_{0.15}, Ti_{0.03}) [Al_{1.00} Si_{3.13} O_{10}] (OH)_2$.

Хлорит - $(Mg_{1.33}, Fe_{2.81}) Al_{1.50} [Al_{1.35}, Si_{2.79} O_{10}] (OH)_8$

Олигоклаз - $(Ca_{0.25}, Na_{0.76}) Al_{1.26} Si_{2.73} O_8$

Ильменит - $(Fe_{0.93}, Mn_{0.07}) Ti_{0.99} O_3$

Циркон - $(Zr_{1.00}, Hf_{0.01}) Si_{0.98} O_4$

Апатит - $Ca_{4.75} [P_{3.10} O_{12}] (F, OH)$

Монацит - $(Ce_{0.41}, La_{0.19}, Nd_{0.17}, Pr_{0.04}, Gd_{0.01}, Th_{0.04}, Ca_{0.04}) [P_{1.03} O_4]$.

Биотит - $K_{0.99} (Mg_{0.78}, Fe_{1.59}, Ti_{0.21}) [Al_{1.57} Si_{2.66} O_{10}] (OH)_2$

Гнейсы гранатовые амурской серии представляют собой породу темно-серого цвета, тонкослоистую с гнейсовидной текстурой. Минеральный состав представлен кварцем 25-30%, андезином (An 38) 25-30%, биотитом и хлоритом 20-30%, гранатом (5-10%). Примеси: кпш, ильменит, монацит, циркон, апатит, сфен (титанит), ортит, пирротин и халькопирит (таблица 3.2, рис. 3.2-3.5).

Кварц представлен кристаллами неправильной формы в сростании с плагиоклазом, биотитом, хлоритом.

Плагиоклаз представлен андезином (An 38) в сростании с кварцем и слюдами.

Биотит является одним из породообразующих минералов. В виде пластинчатых зерен находится в сростании с кварцем и плагиоклазом.

КПШ образует редкие зерна неправильной формы, отвечающие микроклину, с содержанием оксида бария до 1,64 мас. %. (таблица 3.2).

Гранат альмандин образует идиоморфные и неправильно изометричные зерна размером до 12 мм. В гранате установлены включения кварца, биотита, монацита, цикрона, ильменита, пирротина и хлорита (рис. 3.5). Хлорит заполняет трещины в зернах граната. Данные о составе минеральных включений в гранате приведены в таблице 3.3.

Циркон встречается в виде зерен размером до 300 микрон в основной массе (рис.3.20) и до 10 микрон в гранатах (рис. 3.5).

Апатит образует в основной массе редкие зерна округлой и вытянутой формы размером до 200 микрон (рис. 3.2, 3.3). Содержание фтора 4.38-5.77 вес. %.

Сфен (титанит) встречается в виде мелких вкраплений до 10 микрон в основной массе (рис. 3.3).

Пирротин в основной массе образует редкие зерна неправильной формы размером до 550 микрон (рис. 3.3) в сростании с халькопиритом (рис.3.4). Состав в ат. %: S - 53,24; Fe - 46,76. В гранатах встречается в виде отдельных редких зерен размером до 5 микрон.

Халькопирит обнаружен в основной массе в виде кристаллов неправильной формы размером до 100 микрон в сростании с пирротинном. Состав в ат. %: S - 50,27; Fe - 25,36; Cu - 24,38.

Монацит слагает редкие разрозненные зерна неправильной формы размером до 10 - 50 микрон в основной массе и апатитах (рис. 3.2, 3.3).

Хлорит содержится в основной массе, а также заполняет трещины в зернах граната (рис. 3.2, 3.3, 3.5).

Представительные составы минералов в гранатовом гнейсе. Образец БС-300

Таблица 3.2

Минерал	кварц	биотит	хлорит	КПШ	апатит	плагиоклаз	сфен	гранат	ильменит	ортит	монацит	циркон
F (weight)	-	-	-	-	5,77	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	98,15	34,13	25,34	61,83	-	56,47	32,16	36,13	-	32,23	-	31,45
TiO ₂	-	2,87	-	-	-	-	34,1	-	50,65	0,59	-	-
Al ₂ O ₃	-	17,68	21,6	18,43	-	25,34	4,77	21,23	-	21,86	-	-
FeO	-	22,17	27,36	-	-	-	1,15	34,85	45,9	9,52	-	0,69
MnO	-	-	-	-	-	-	-	2,4	1,56	-	-	-
MgO	-	8,72	12,94	-	-	-	-	3,64	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	55,09	7,68	28,18	1,68	-	14,61	0,33	-
Na ₂ O	-	-	-	0,76	-	7,52	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	10,11	0,33	15,97	-	-	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	44,26	-	-	-	-	-	30,25	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	66,25
BaO	-	-	-	1,64	-	-	-	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,28	13,58	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,25	28,51	-
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,86	2,85	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,65	12,54	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,36	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,6	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,15
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,39	-
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,58	-
Total	98,15	95,67	87,58	98,63	99,35	97,01	100,37	99,92	98,11	90,84	95	100,54

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Представительные составы минеральных включений в гранате. Образец БС-300.

Таблица 3.3

Минерал	гранат	кварц	биотит	хлорит	ильменит	циркон	монацит
Element							
SiO ₂	34,98	97,94	35,41	24,74	-	30,54	-
TiO ₂	-	-	2,99	-	51,91	-	-
Al ₂ O ₃	20,39	-	17,86	22,03	-	-	-
FeO	35,84	-	20,09	30,03	47,41	1,88	2,0
MnO	2,22	-	-	-	0,83	-	-
MgO	2,34	-	10,36	12,66	-	-	-
CaO	2,11	-	-	-	-	-	0,66
K ₂ O	-	-	10,35	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	29,84
ZrO ₂	-	-	-	-	-	65,09	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	13,12
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	28,5
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	3,03
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	12,73
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	2,22
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1,28
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	3,39
UO ₂	-	-	-	-	-	-	0,74
Total	97,87	97,94	97,06	89,47	100,14	97,51	97,51

Примечание: оксиды даны в мас. %, "-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

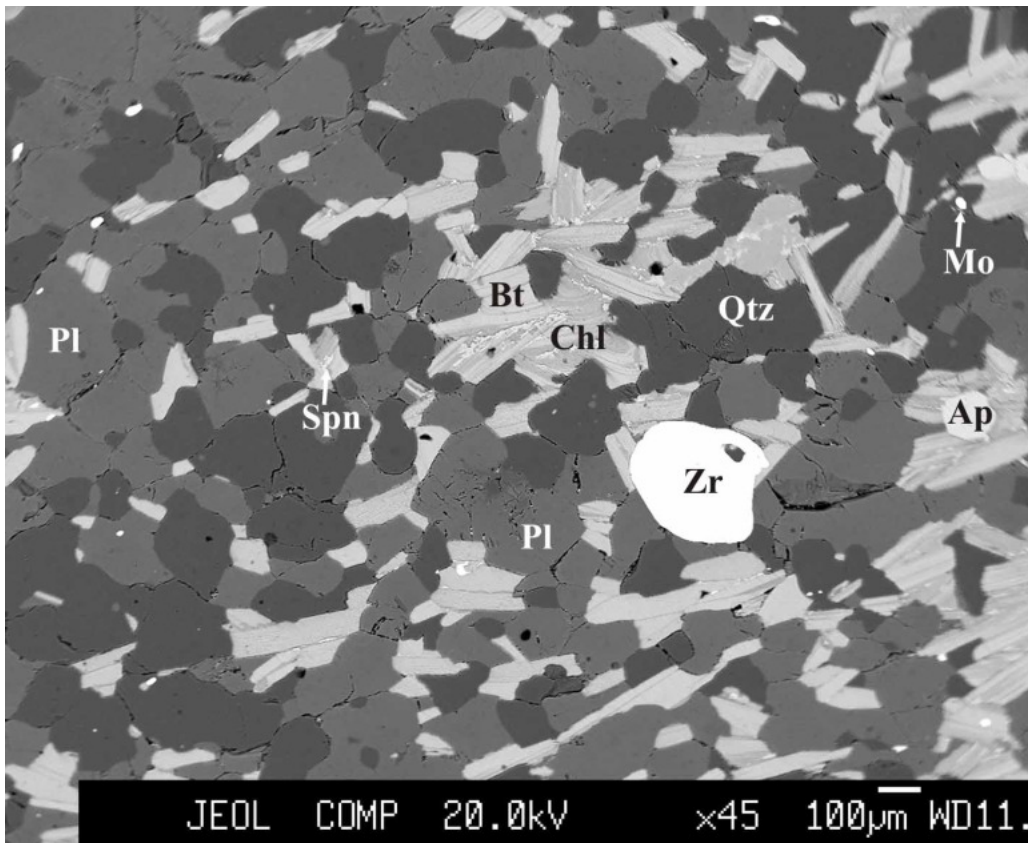


Рис. 3.2 Гнейс гранатовый Образец БС-300. Qtz – кварц, Bt – биотит, Pl - плагиоклаз, Chl – хлорит, Zr – циркон, Spn - сфен, Mo - монацит, Ap - апатит.

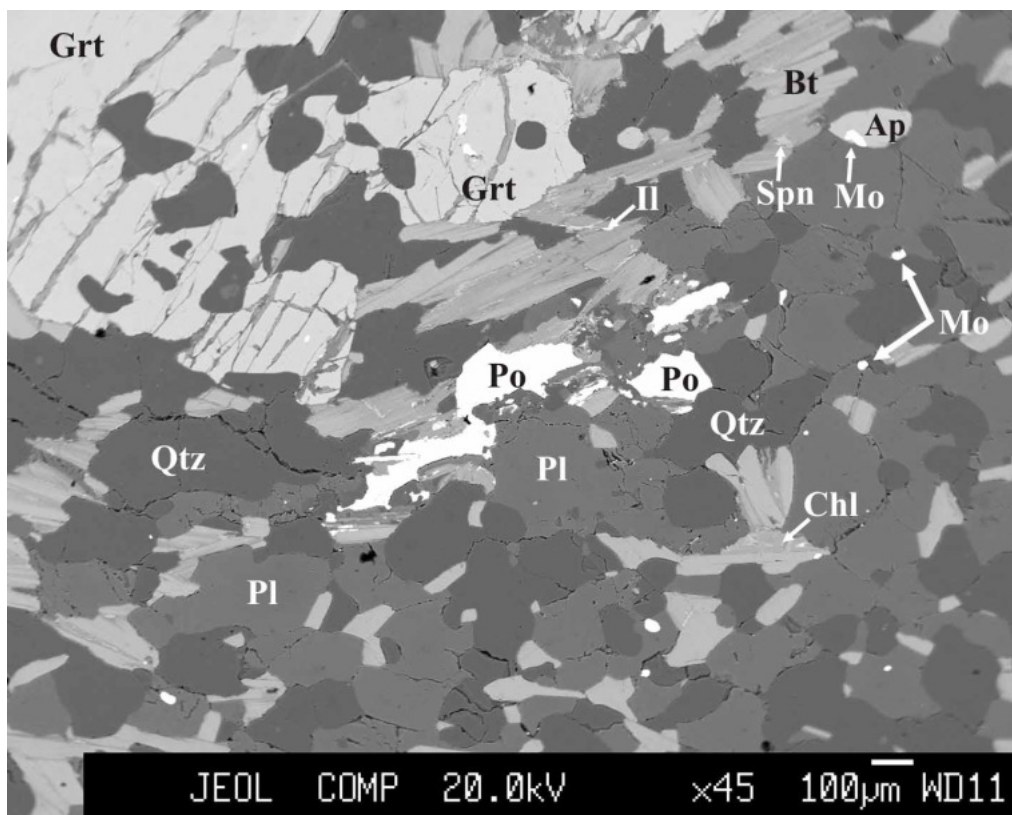


Рис. 3.3 Гнейс гранатовый. Образец БС-300. Qtz – кварц, Bt – биотит, Pl - плагиоклаз, Chl – хлорит, Gr – гранат, Po - пирротин, Spn - сфен (титанит), Mo - монацит, Ap - апатит, Il - ильменит.

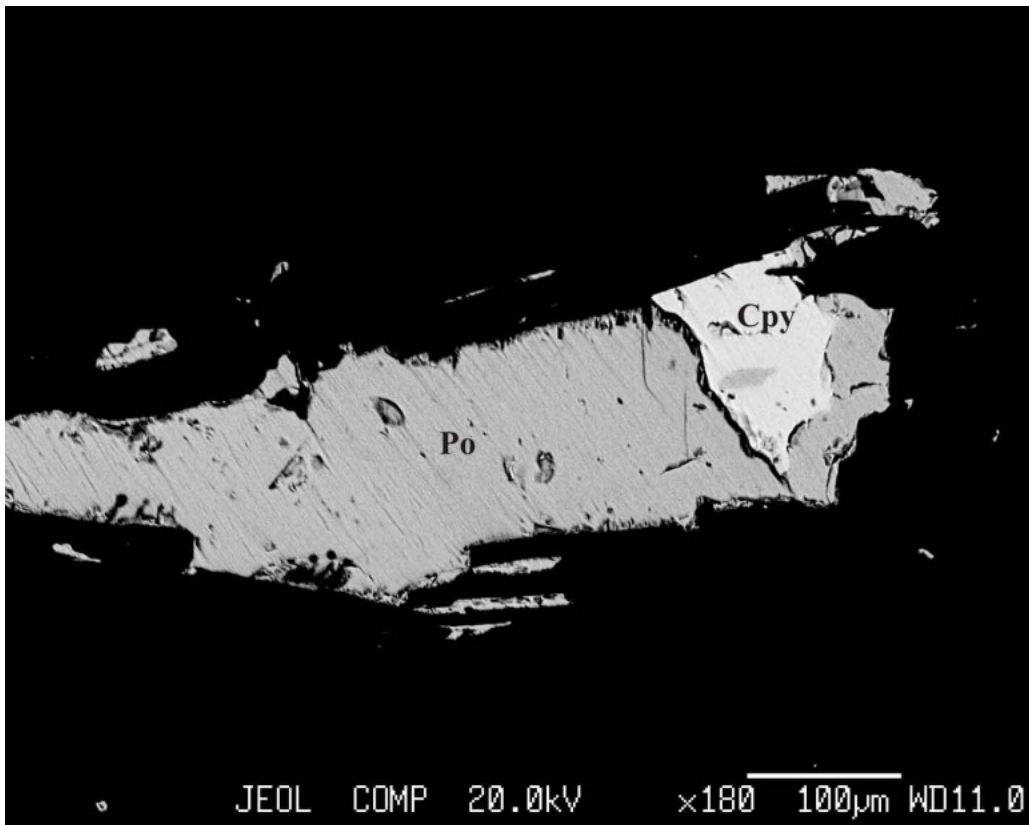


Рис. 3.4 Гнейс гранатовый. Образец БС-300. Po - пирротин, Cpy - халькопирит.

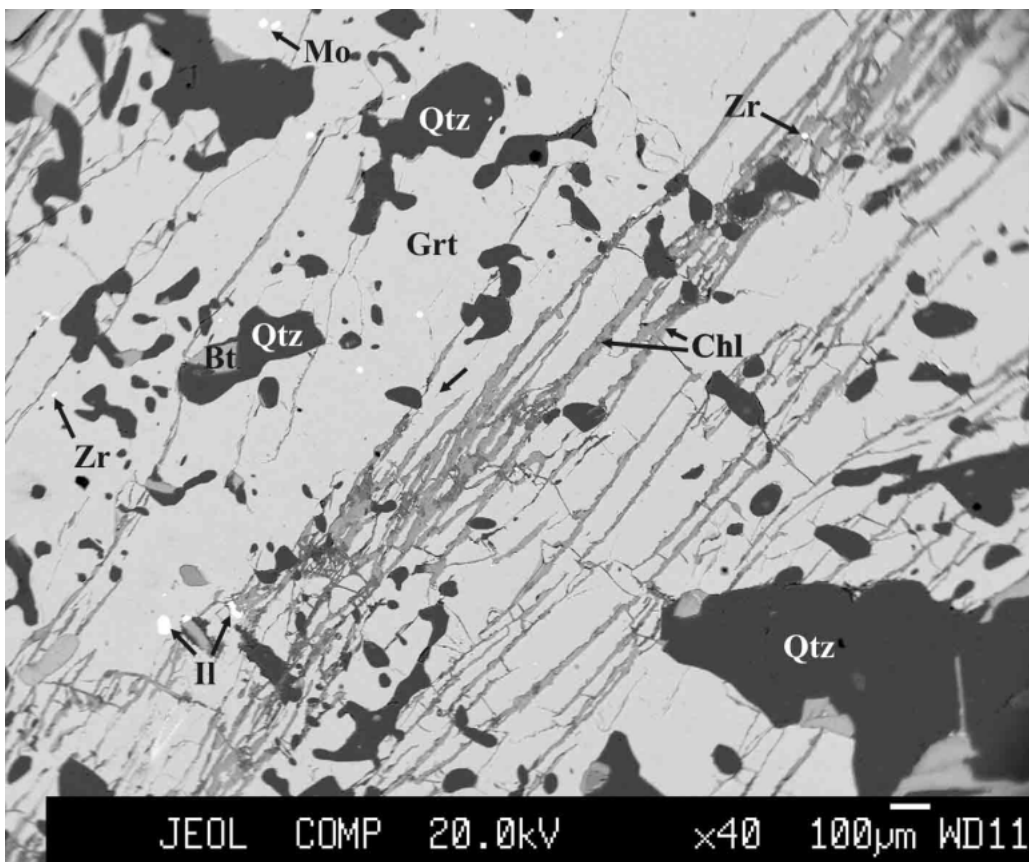


Рис. 3.5 Минеральные включения в гранате. Образец БС-300. Grt – гранат, Qtz - кварц, Bt - биотит, Mo - монацит, Zr - циркон, Il – ильменит, Chl - хлорит.

Ильменит встречается в основной массе в виде тонкого вкрапления между хлоритом (рис. 3.3). В качестве изоморфной примеси содержит до 1.56 мас.% MnO. В гранатах ильменит образует зерна округлой формы размером до 50 микрон. В качестве изоморфной примеси содержит до 0.83 -3.08 мас.% MnO.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.2), минералы гранатового гнейса (образец БС-300) имеют следующие формулы:

Андезин - $(Ca_{0.38}, Na_{0.67}) Al_{1.00} (Al_{0.37} Si_{2.60}) O_8$

Биотит - $K_{1.00} (Fe_{1.43}, Mg_{1.00}, Ti_{0.16}) [Al_{1.61} Si_{2.64} O_{10}] (OH)_2$

Хлорит - $(Mg_{2.05}, Fe_{2.44}, K_{0.04}) Al_{1.50} [Al_{1.21}, Si_{2.70} O_{10}] (OH)_8$

КПШ – $(K_{0.97}, Na_{0.07}, Ba_{0.03}) Al_{1.03} Si_{2.94} O_8$

Апатит - $Ca_{4.83} [P_{3.06} O_{12}] (F, OH)$

Титанит (сфен) - $Ca_{0.97} (Ti_{0.82} Al_{0.18} Fe_{0.02}) [Si_{1.03} O_4] O$

Гранат - $(Fe_{2.33}, Mg_{0.43}, Mn_{0.16}, Ca_{0.14}) Al_{2.01} [Si_{2.90} O_{12}]$

Ильменит - $Fe_{0.98} Ti_{0.97} Mn_{0.03} O_3$

Ортит - $(Ca_{1.45}, Ce_{0.21}, La_{0.07}, Pr_{0.02}, Nd_{0.08}) (Al_{2.40}, Fe_{0.74}, Ti_{0.04}) [Si_{3.00} O_{12}] (OH)$.

Монацит - $(Ce_{0.42}, La_{0.20}, Nd_{0.18}, Pr_{0.04}, Sm_{0.03}, Gd_{0.02}, Th_{0.02}, Ca_{0.01}, U_{0.005}) [P_{1.03} O_4]$.

Циркон - $(Zr_{0.99}, Hf_{0.01}, Fe_{0.01}) Si_{0.97} O_4$

Доломитовый мрамор хинганской серии состоит из доломита 60-70%, кальцита 15-20%, флогопита 5-10%, сепиолита 5-10%, клинохлора 5-10%. Присутствуют единичные зерна пирита и апатита.

Доломит слагает основную массу породы в виде крупнокристаллических агрегатов (рис. 3.6). В некоторых зернах наблюдается пористость.

Кальцит в основном заполняет межзерновое пространство доломита, а также обнаруживается в виде агрегатов неправильной формы (рис. 3.6-3.9). Химический состав. CaO — 55 %, CO₂ — 45 %. Примеси отсутствуют (табл. 3.11). У доломита и кальцита сумма около 50%, поскольку углерод воспринимается прибором как напыление.

Флогопит в виде отдельных кристаллов размером до 800 микрон в основной массе доломита (рис. 3.7). Содержание фтора 2.4-2.7 ат. %.

Сепиолит встречается в виде сплошных агрегатов в ассоциации с кальцитом, флогопитом и клинохлором (рис. 3.9).

Представительные составы минералов в доломитовом мраморе. Образец БС-187

	доломит	кальцит	клинохлор	флогопит	апатит	сепиолит
Element						
F (weight)	-	-	-	-	4,51	-
SiO ₂	-	-	31,42	39,25	-	62,38
TiO ₂	-	-	-	0,96	-	-
Al ₂ O ₃	-	-	19,39	16,29	-	-
FeO	-	-	0,31	0,3	-	0,31
MgO	20,08	-	33,23	26,5	-	30,23
CaO	31,25	55,12	-	-	55,42	-
K ₂ O	-	-	-	10,05	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	44,7	-
Total	51,32	55,12	84,35	93,36	100,12	92,92

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

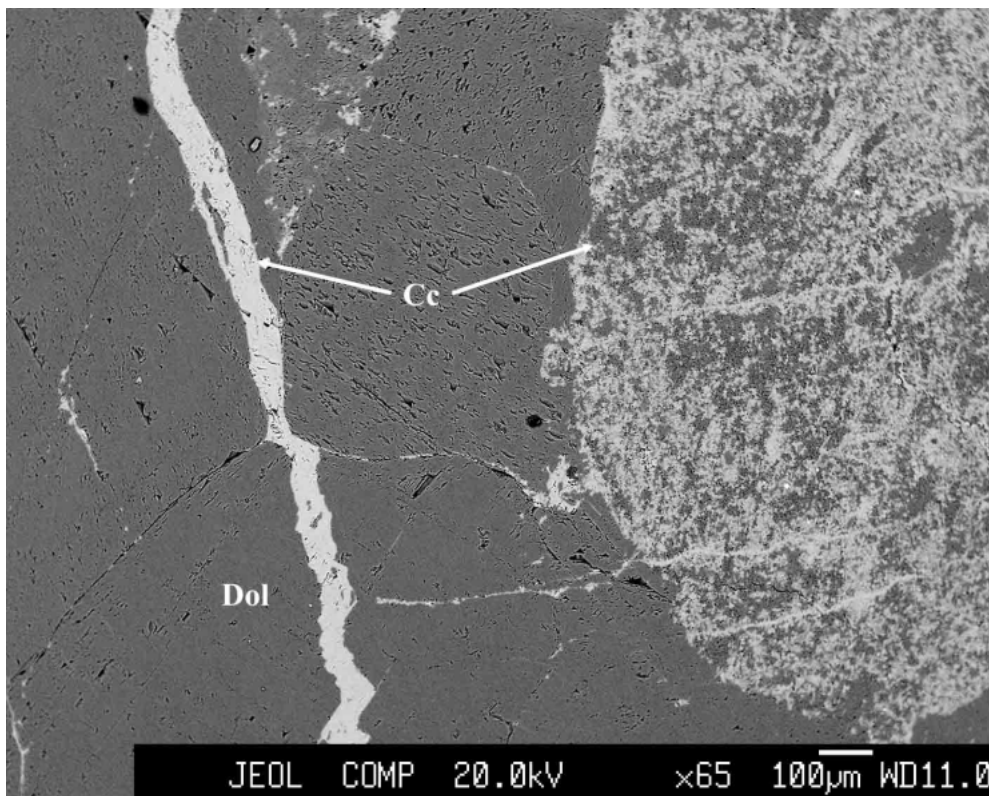


Рис.3.6 Доломитовый мрамор. Образец БС-187. Dol – доломит, Сс - кальцит.

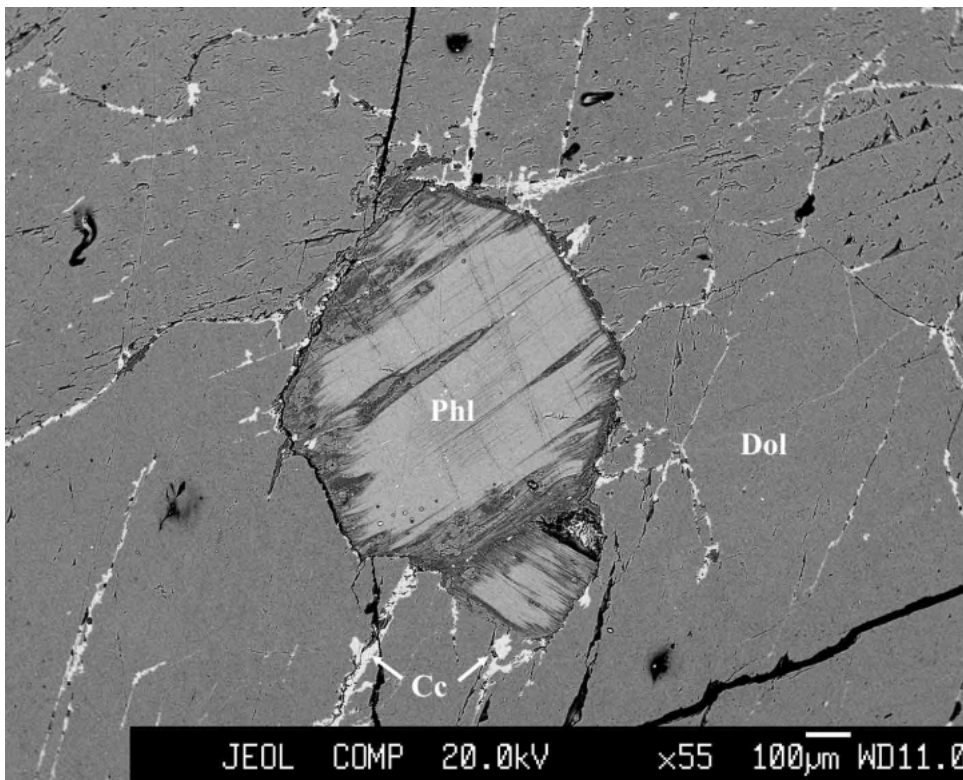


Рис. 3.7 Доломитовый мрамор. Образец БС-187. Dol – доломит, Cc – кальцит, Phl – флогопит.

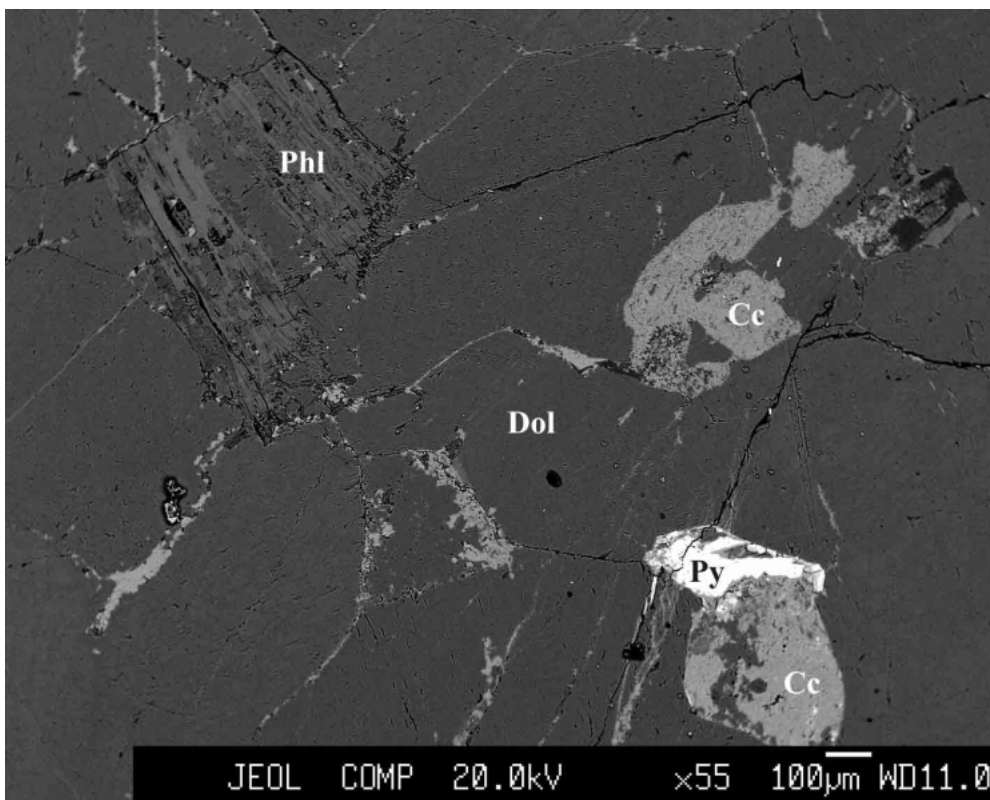


Рис. 3.8 Доломитовый мрамор. Образец БС-187. Dol – доломит, Cc – кальцит, Phl – флогопит, Py – пирит.

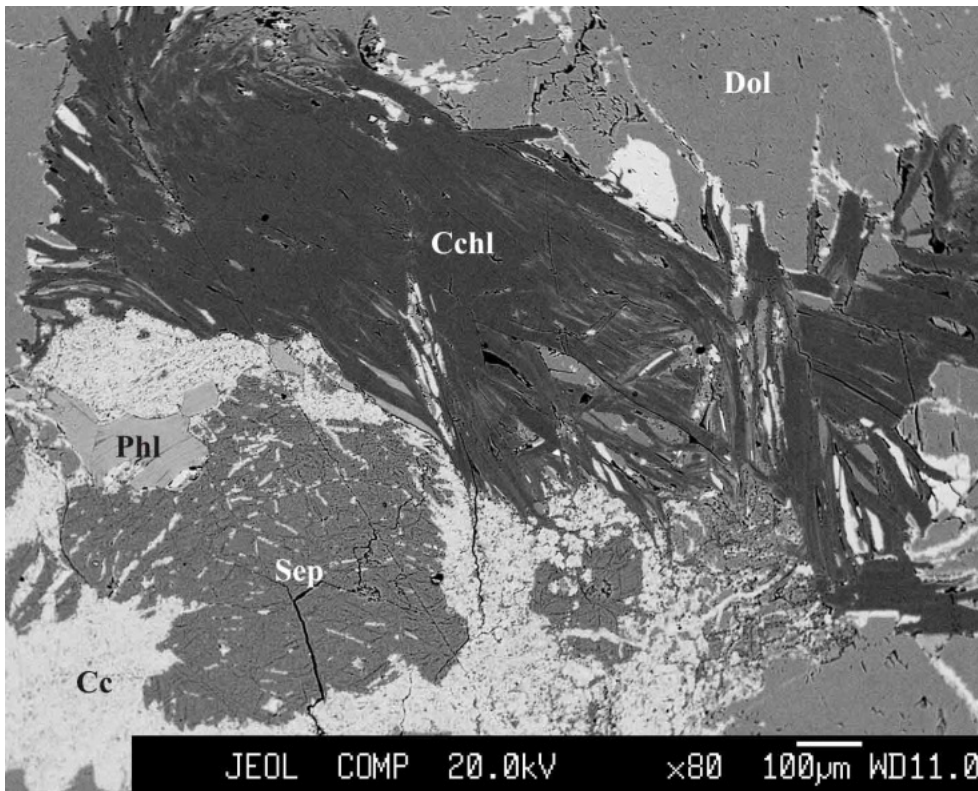


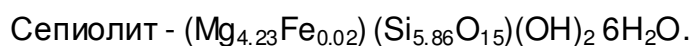
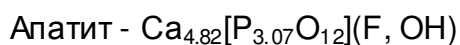
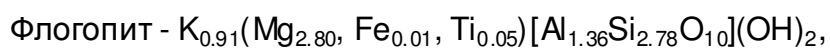
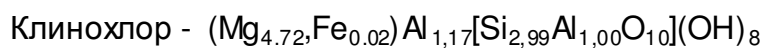
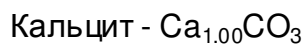
Рис. 3.9 Доломитовый мрамор. Образец БС-187. Dol – доломит, Cc – кальцит, Phl – флогопит, Sep – сепиолит, Cchl - клинохлор.

Клинохлор образует шестоватые агрегаты (рис. 3.9). В качестве изоморфных примесей содержит 0.22-0.75 мас. % CaO и 0.5-1.77 мас. % FeO.

Пирит встречается в виде единичных зерен неправильной формы размером до 300 микрон (рис. 3.28).

Апатит образует редкие зерна неправильной формы размером от 30 до 80 микрон. Содержание фтора 3.23-4.51 ат. %.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.4), минералы доломитового мрамора (образец БС-187) имеют следующие формулы:



Гранитогнейсы биробиджанского комплекса по своему внешнему виду представляют собой породу серовато-зеленого цвета, тонкослоистую, среднезернистую с гнейсовидной текстурой. Минеральный состав представлен кварцем 30%, олигоклазом (An 28) 30-40%, микроклином 20%, биотитом 10%, хлоритом 5-10%, мусковитом 5-10%, гранатом, кианитом, графитом. Среди акцессорных минералов присутствуют рутил, шпинель, ильменит, монацит, ксенотим, циркон, апатит (рис. 3.10-3.17, таблица 3.5).

Кварц является одним из породообразующих минералов и представлен сростками с полевыми шпатами, плагиоклазами и слюдами, присутствует в виде включений в гранатах (рис.3.10, 3.11).

КПШ образует неправильной формы зерна в основной массе и ильмените, отвечающие микроклину.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (An 28) в сростании с кварцем и слюдами (рис. 3.10).

Мусковит присутствует в виде чешуек и их агрегатных скоплений в основной массе (рис. 3.11, 3.14).

Биотит образует неправильной формы чешуйки и агрегатные скопления в основной массе (рис. 3.10-3.11).

Хлорит содержит MgO – 15.59, FeO – 22.68 мас. %. Хлорит присутствует в основной массе в виде чешуек и агрегатных скоплений (рис. 3.10-3.15).

Гранат альмандин образует единичные идиоморфные и неправильно изометричные зерна размером до 3 мм (рис. 3.11). В гранате установлены включения кварца, апатита, циркона и кианита (рис. 3.12). Данные о составе минеральных включений в гранате приведены в таблице 3.6.

Ксенотим встречается в виде редких кристаллов размером 20-100 микрон (рис.3.11). В виде примесей в ксенотиме присутствуют Sm, Gd, Dy, Ho, Er и Yb.

Кианит образует агрегаты неправильной формы размером более 1 мм в основной массе и гранатах (рис.3.11-3.14). Содержание примеси FeO до 0.36 мас. %.

Циркон встречается в виде включений размером порядка 10-30 микрон в основной массе, гранатах и ильменитах (рис.3.12, 3.15).

Апатит образует неправильной формы редкие зерна размером до 30-80 микрон в основной массе и гранатах (рис.3.12). Содержание фтора 3.55-4.91 вес. %

Монацит встречается в виде неправильно изометричных зерен размером до 50 микрон на границе хлорита и кианита (рис.3.13).

Представительные составы минералов в гранитогнейсе.

46
Образец БС-189

Таблица 3.6

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Element															
F (weight)	-	-	-	3,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	100,22	60,88	34,18	-	36,7	-	-	36,01	25,72	31,25	45,14	-	-	-	62,51
TiO ₂	-	-	2,52	-	-	97,02	-	-	0,38	-	-	51,34	-	-	0,6
Al ₂ O ₃	-	24,39	18,45	-	21,12	0,53	55,95	62,52	21,88	-	35,57	-	-	-	18,31
FeO	-	-	18,85	0,57	36,07	0,31	21,6	0,36	22,68	-	1,87	46,09	0,66	0,49	0,43
MnO	-	-	-	-	0,9	-	-	-	-	-	-	1,49	-	-	-
MgO	-	-	9,41	-	4,12	-	2,63	-	15,59	-	-	-	-	-	-
CaO	-	5,94	-	54,76	1,01	-	-	-	-	-	-	-	0,72	-	-
Na ₂ O	-	8,46	-	-	-	-	-	-	-	-	0,5	-	-	-	0,75
K ₂ O	-	0,19	9,25	-	-	-	-	-	-	-	10,42	-	-	-	16,17
P ₂ O ₅	-	-	-	44,66	-	-	-	-	-	-	-	-	31,98	37,93	-
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,07	-	-	-	-	-	0,59	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	1,58	-	-	-	-	-	-	-	-
ZnO	-	-	-	-	-	-	18,04	-	-	-	-	-	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	41,98	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	61,49	-	-	-	-	-
BaO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,58	-	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,25	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27,06	-	-
Pr O ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,86	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	12,13	-	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,81	0,87	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,22	2,39	-
Dy ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,43	-
Ho ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,43	-
Er ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,72	-
Yb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,10	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,16	-	-	-	-	-
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,92	-	-
Total	100,22	99,86	92,66	99,99	99,92	98,93	99,8	98,9	86,26	93,9	94,09	99,51	94,62	98,35	98,78

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. 1 - кварц, 2 - плагиоклаз, 3 - биотит, 4 - апатит, 5 - гранат, 6 - рутил, 7 - шпинель, 8 - кианит, 9 - хлорит, 10 - циркон, 11 - мусковит, 12 - ильменит, 13 - монацит, 14 - ксенотим, 15 - КПШ в ильмените. ЖХА 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Шпинель слагает редкие разрозненные неправильной формы образования размером до 200 микрон на контакте с хлотитом, кианитом и мусковитом (рис. 3.13-3.14). Она представлена железисто-цинковой разновидностью – переходная форма между герцинитом ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$) с 20.6-26.9 мас.% FeO и ганитом (ZnAl_2O_4) с 11.8-18.6 мас.% ZnO . Содержание примеси MgO от 2.6 до 3.3 мас.%, содержание Cr_2O_3 от 1.02 до 1.58 мас.%.

Ильменит встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы. В качестве изоморфных примесей содержит 0.59-0.69 мас.% V_2O_3 и 1.49-1.56 мас.% MnO. Минеральные включения в ильмените представлены монацитом, цирконом, кварцем и КПШ (рис.3.15).

Рутил встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы в ильмените (рис.3.19). В качестве примесей присутствуют 1.07-1.43 мас.% V_2O_3 и 0.31-0.36 мас.% FeO.

Графит широко распространен в основной массе в виде шестоватых агрегатов длиной 100-250 микрон (рис. 3.13, 3.20). Какие-либо примеси в графите отсутствуют. Из-за углеродного напыления образца выполнен только качественный рентгеноспектральный микроанализ.

Таблица 3.7

Гранат и его минеральные включения в гранате. Образец БС-189

№ п.п	гранат	апатит	кварц	циркон	кианит
Element					
F (weight)	-	4,87	-	-	-
SiO_2	36,67	-	100,17	31,82	35,83
Al_2O_3	20,69	-	-	-	60,27
FeO	36,37	0,77	-	1,83	2,21
MnO	0,89	-	-	-	-
MgO	3,95	-	-	-	-
CaO	0,86	54,43	-	-	-
P_2O_5	-	44,91	-	-	-
ZrO_2	-	-	-	61,58	-
HfO_2	-	-	-	1,5	-
Total	99,44	100,11	100,17	96,73	98,31

Примечание: окислы даны в мас. %, фтор - в вес. %,"-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

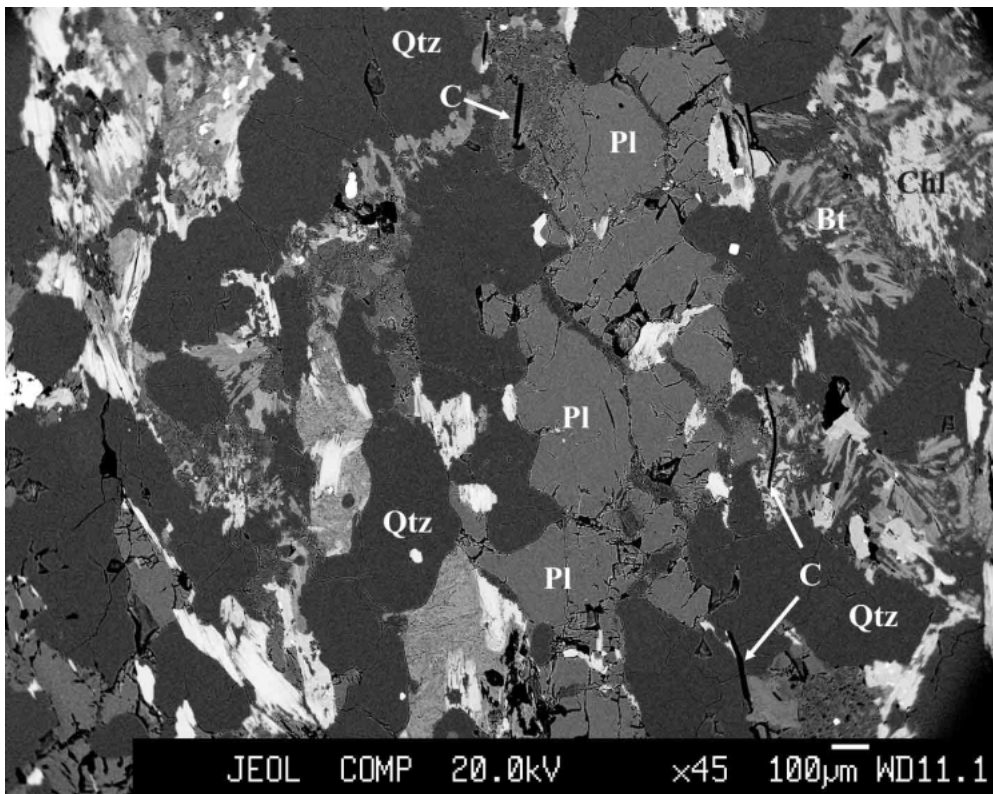


Рис. 3.10 Взаимоотношения минералов в гранитогнейсе. Образец БС-189. Qtz - кварц, Pl - плагиоклаз, Chl – хлорит, Bt – биотит, С - графит.

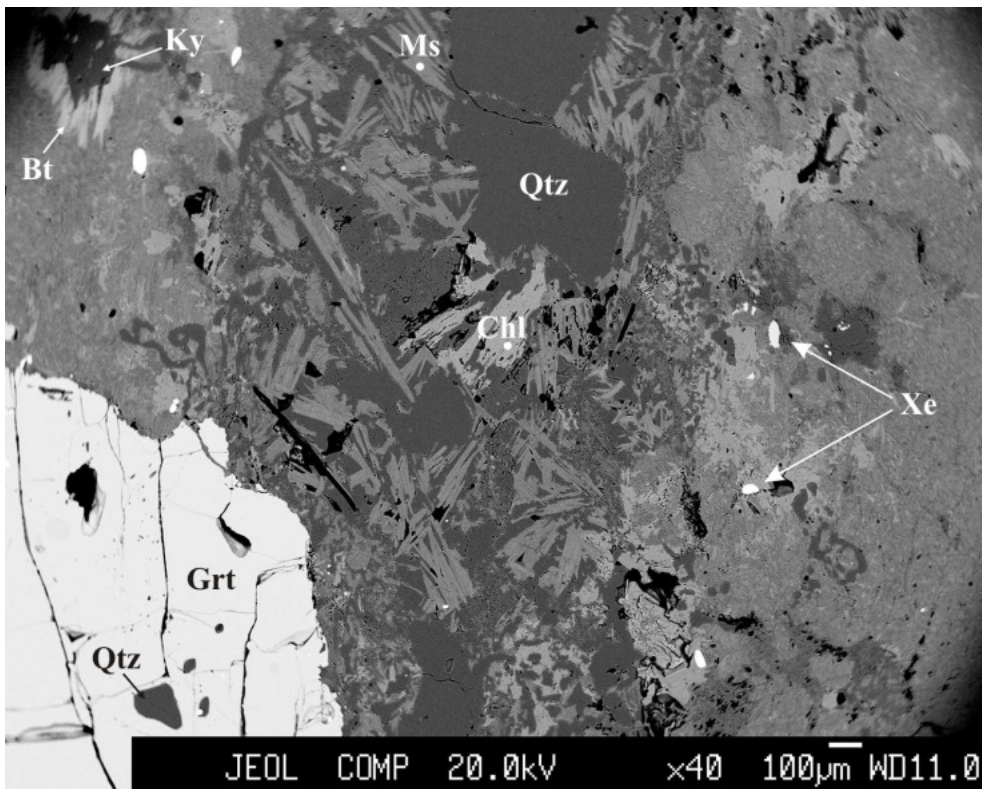


Рис. 3.11 Гранитогнейс. Образец БС-189. Qtz - кварц, Gr - гранат, Chl - хлорит, Ms - мусковит, Bt – биотит, Xe - ксенотим, Ky - кианит.

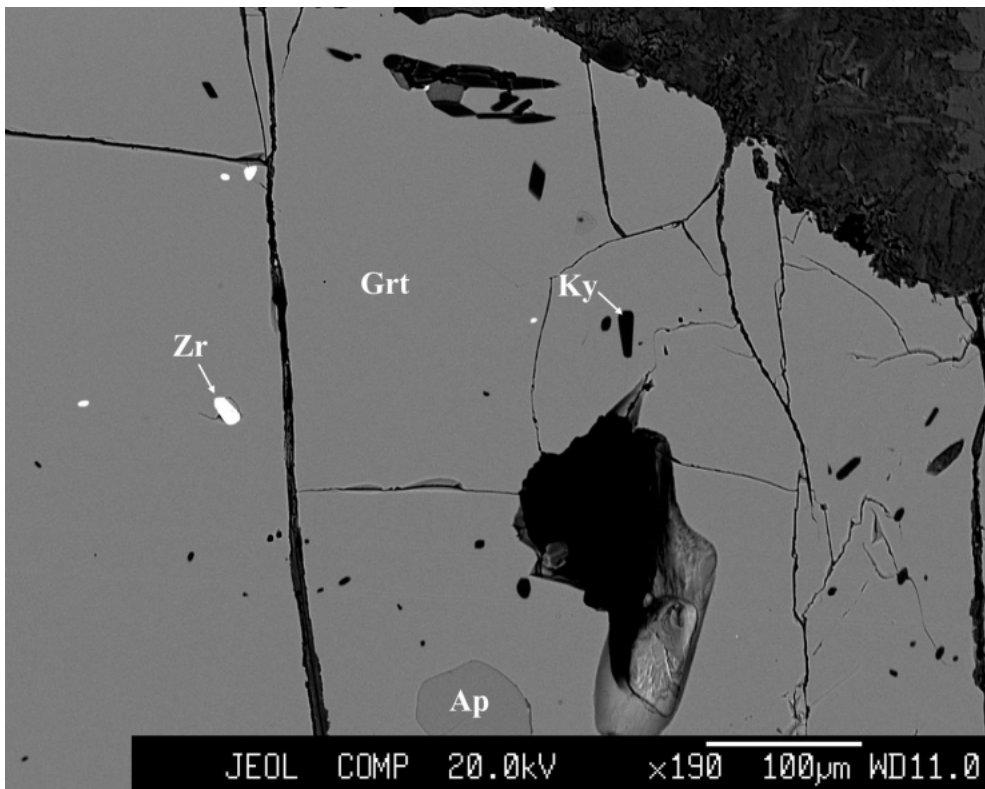


Рис. 3.12 Гранитогнейс. Образец БС-189. Grt – гранат, Zr – циркон, Ap - апатит, Ky – кианит.

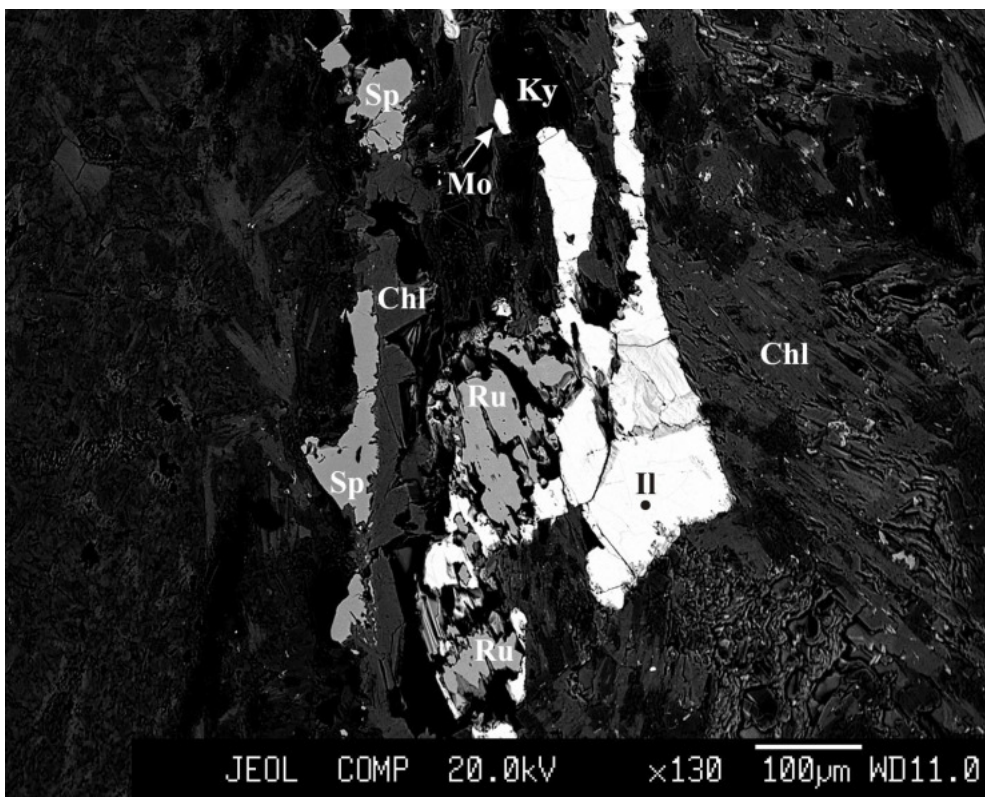


Рис. 3.13 Гранитогнейс. Образец БС-189. Chl - хлорит, Sp - шпинель, Ru - рутил, Il - ильменит, Ky - кианит, Mo - монацит.

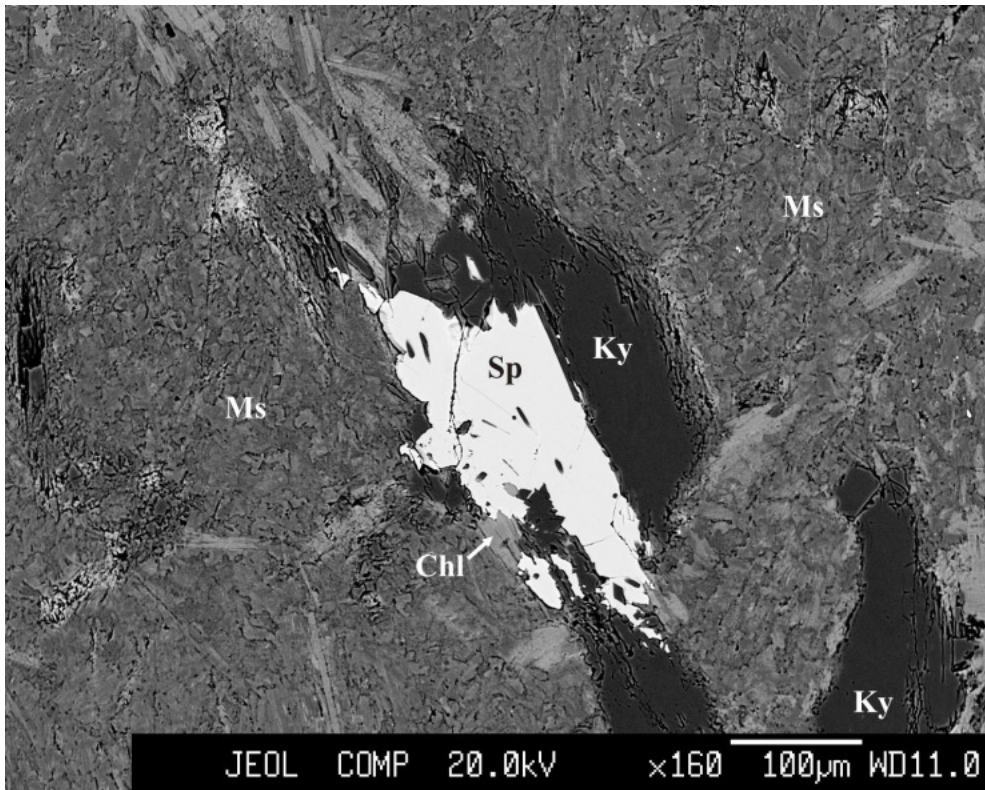


Рис. 3.14 Гранитогнейс. Образец БС-189. Ms – мусковит, Sp – шпинель, Chl – хлорит, Ky – кианит.

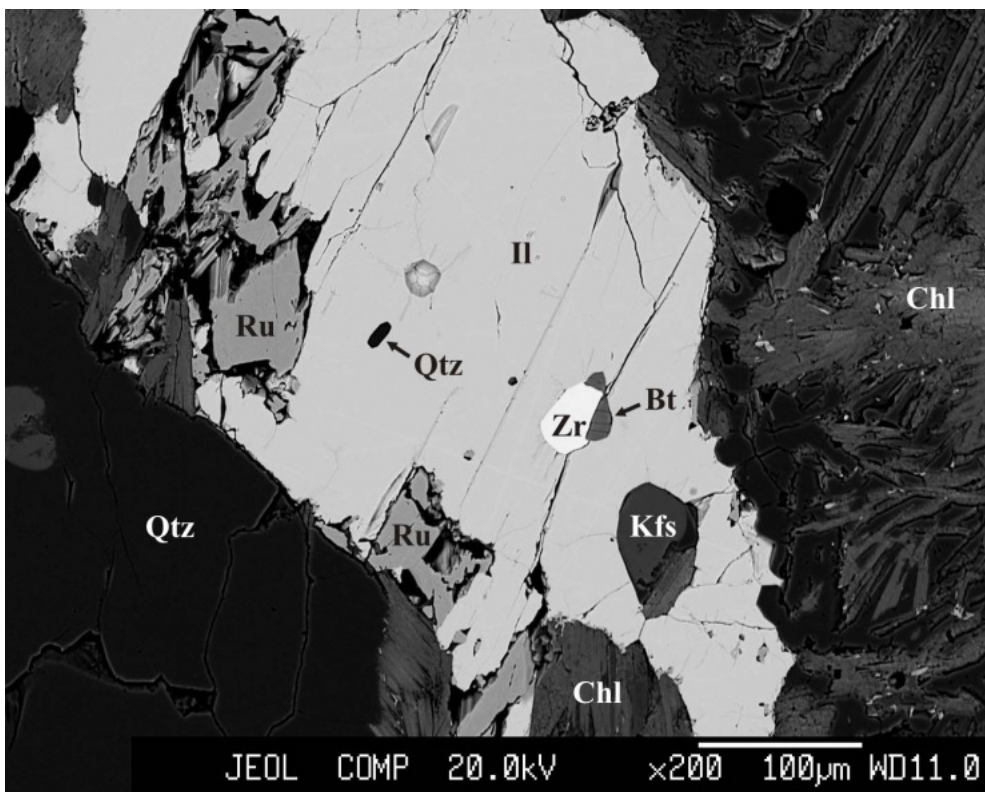


Рис. 3.15. Гранитогнейс. Образец БС-189. Il – ильменит, Zr – циркон, Bt – биотит, Qtz – кварц, Ru – рутил, Kfs – КПШ, Chl – хлорит.

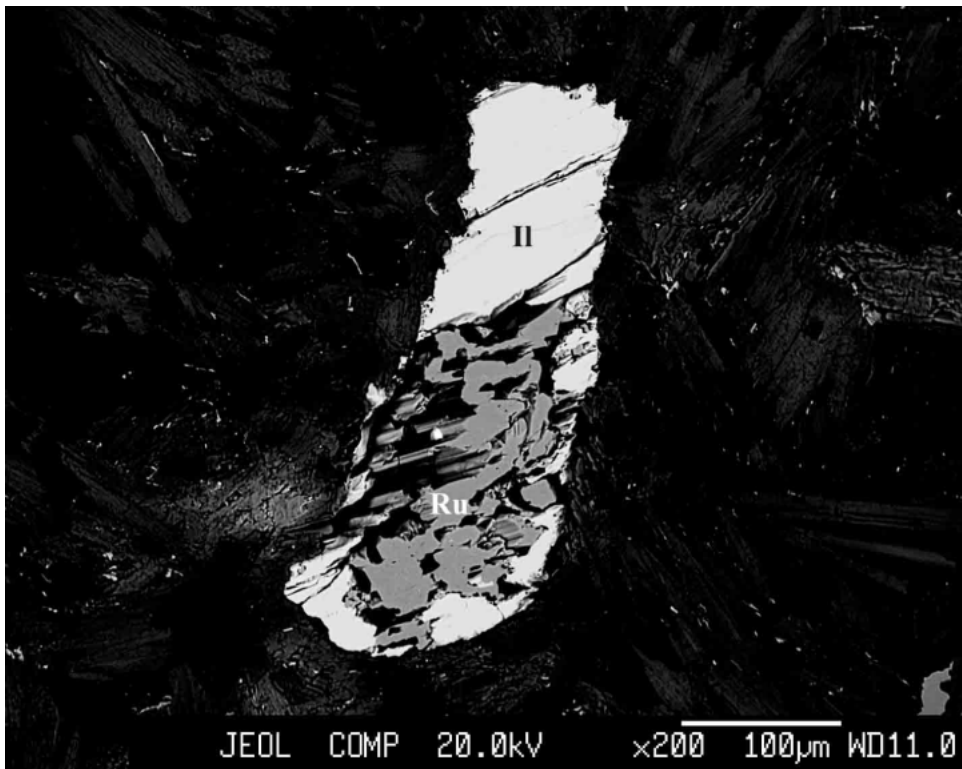


Рис. 3.16 Гранитогнейс. Образец БС-189. Рутил (Ru) в ильмените (Il)

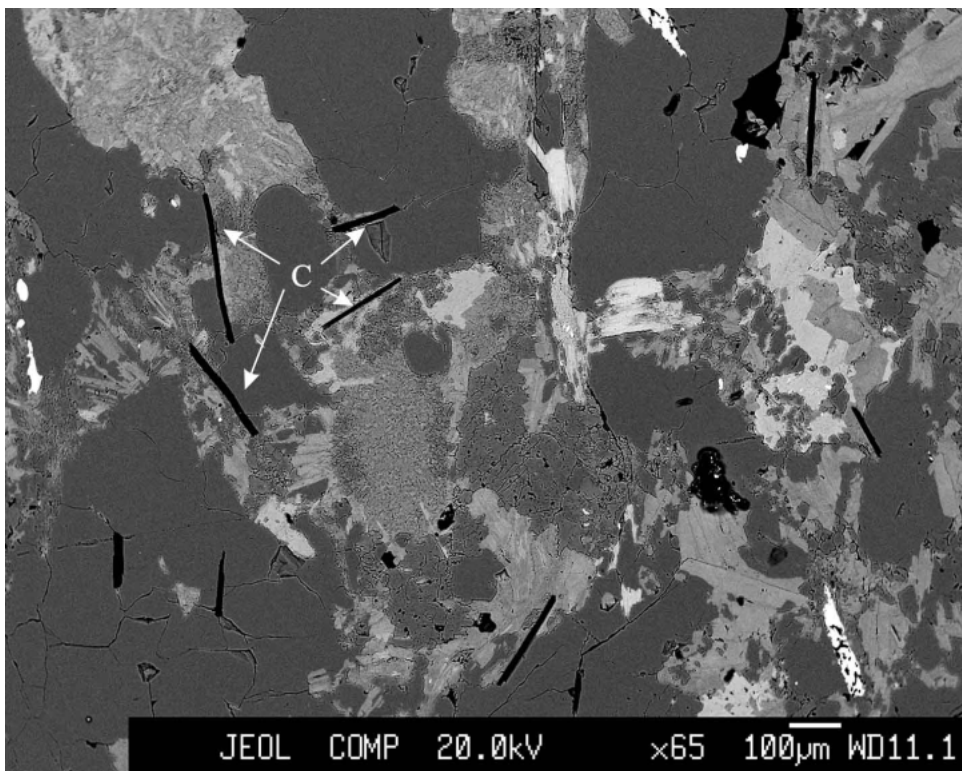
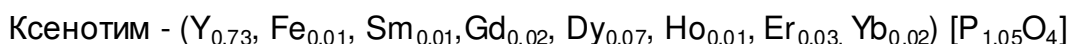
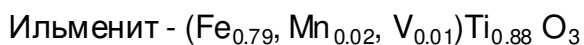
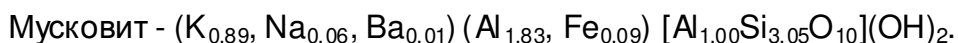
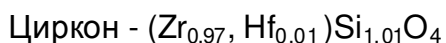
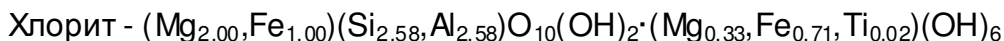
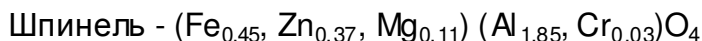
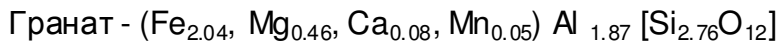
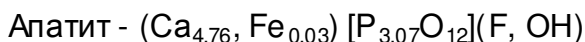
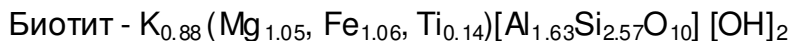
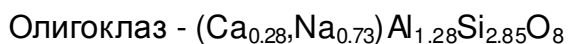


Рис.3.17 Гранитогнейс. Образец БС-189. Графит (С) в основной массе.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.6), минералы гранитогнейса (образец БС-189) имеют следующие формулы:



Калиевые субщелочные граниты биробиджанского комплекса – светло-серые, среднезернистые, состоят из кварца 25-35%, калишпата 30-40%, мусковита 10%, альбита (An 0) 5%, биотита 1-5 %. Акцессорные минералы: апатит, циркон, ксенотим, пирротин, рутил, уранинит (рис. 3.18-3.20, табл. 3.7).

КПШ образует зерна микроклина неправильной формы размером до 2 мм. В отдельных участках микроклин содержит вросстки альбита.

Кварц является одним из главных минералов и в основном представлен сростками с полевыми шпатами. Минеральные включения в кварце - альбит, биотит, уранинит, апатит, пирротин.

Мусковит образует неправильной формы пластинчатые зерна размером до 850 микрон в кварце и КПШ.

Биотит образует неправильной формы пластинчатые зерна размером до 400 микрон в кварце.

Ксенотим встречается в виде редких кристаллов размером 10-30 микрон. В виде примесей в ксенотиме присутствуют Fe, Gd, Dy, Ho, Er, Tm и Yb.

Циркон встречается в основной массе в виде единичных зерен размером порядка 10-40 микрон, иногда в сростках с ксенотимом.

Апатит образует неправильной формы редкие зерна размером до 20-30 микрон в кварце. Содержание фтора 5,52 вес.%

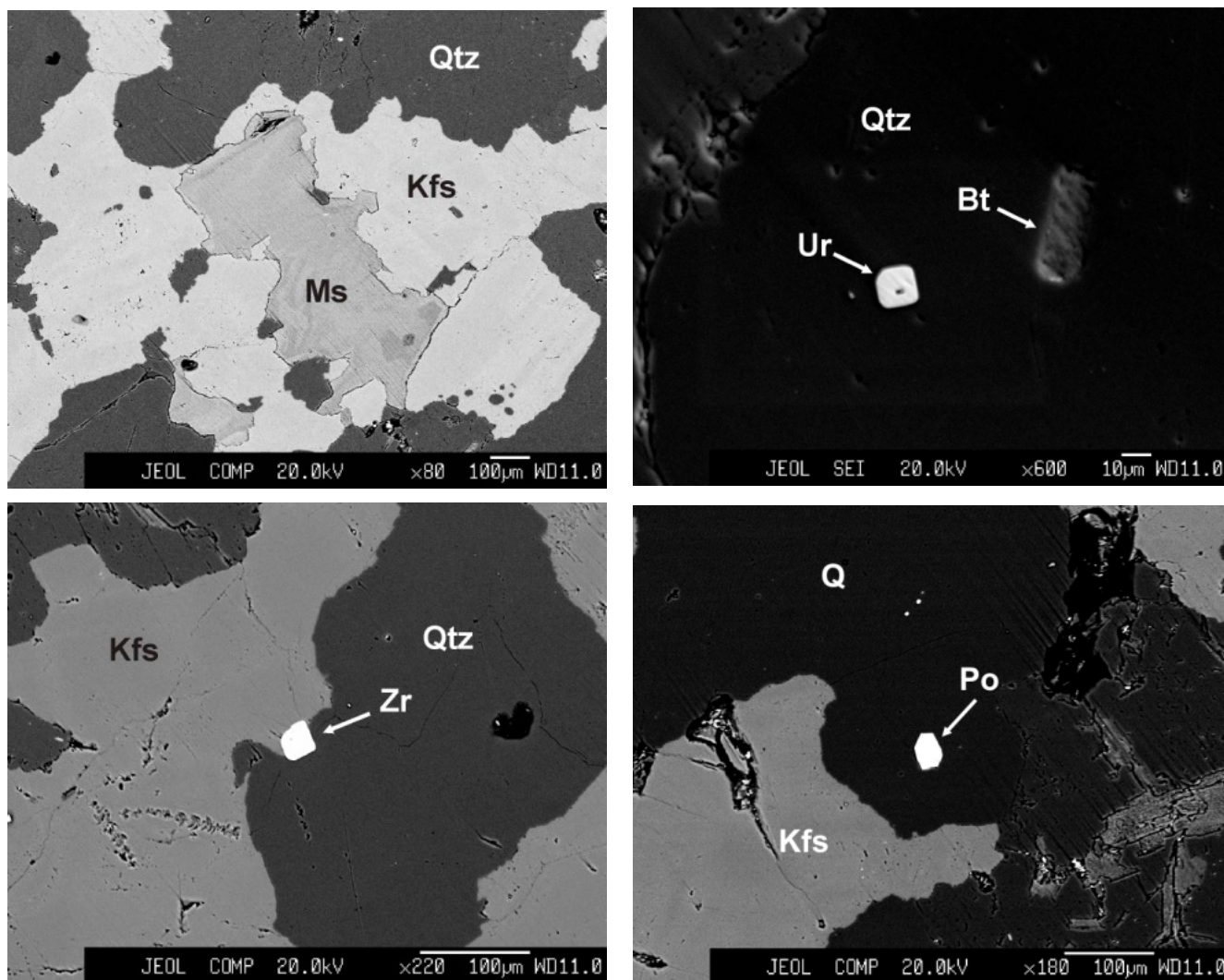


Рис. 3.18 Калиевый субщелочной гранит. Образец БС-278. Qtz - кварц, Kfs.- микроклин, Ms - мусковит, Bt - биотит, Zr - циркон, Ur - уранинит, Po - пирротин.

Рутил встречается в виде вкрапленных зерен неправильной формы размером до 10-15 микрон кварце.

Пирротин образует в кварце редкие зерна размером до 50 микрон (рис. 3.18). Состав в ат.-%: S - 53,51; Fe - 46,49.

Уранинит образует в кварце редкие кубические кристаллы размером до 10-15 микрон (рис. 3.18). Оксид свинца в количестве 3,97 мас.% является продуктом радиогенного распада урана и тория.

Плагиоклаз представлен альбитом (An 0) и образует вросстки округлой и продолговатой формы размером от 25 до 85 микрон в кварце и микроклине (рис. 3.19, 3.20).

Представительные составы минералов в калиевом субщелочном граните. Образец БС-278

Таблица 3.7

Element	КПШ	альбит	кварц	биотит	мусковит	ксенотим	апатит	циркон	рутил	уранинит
F (weight)	-	-	-	-	-	-	5,52	-	-	-
SiO ₂	64,06	67,67	99,52	33,89	47,3	-	-	32,03	-	-
TiO ₂	-	-	-	3,4	0,37	-	-	-	101,03	-
Al ₂ O ₃	18,32	18,93	-	16,76	27,86	-	-	-	-	-
FeO	-	-	-	24,14	4,41	0,67	-	-	-	-
MnO	-	-	-	0,46	-	-	-	-	-	-
MgO	-	-	-	5,94	1,93	-	-	-	-	-
CaO	-	-	-	-	-	-	56,37	-	-	-
Na ₂ O	0,69	11,64	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	16,93	-	-	10,1	11,87	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	34,96	45,12	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	37,06	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	65,81	-	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,33	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	-	-	-	-	-	4,68	-	-	-	-
Ho ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	-	-	-	-	-	5,36	-	-	-	-
Tm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	1,2	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	8,9	-	-	-	-
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	2,94	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,97
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,84
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	85,22
Total	100	98,24	99,52	94,68	93,74	95,28	101,49	100,77	101,03	99,03

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. Рентгеноспектральный микроанализ выполнен на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 в ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова

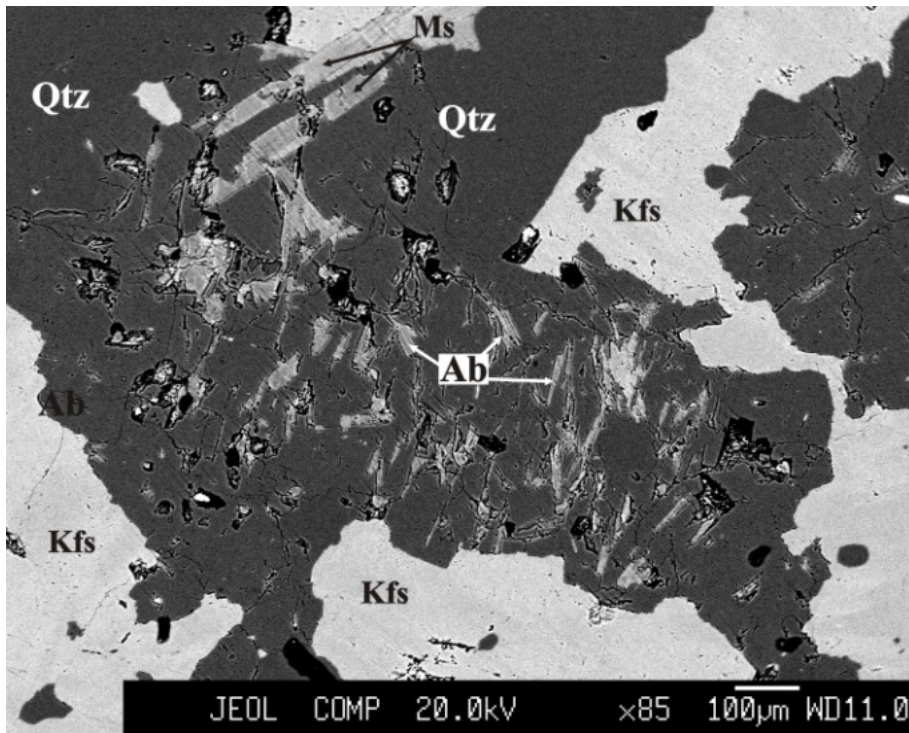


Рис. 3.19 Калиевый субщелочной гранит. Образец БС-278. Qtz - кварц, Kfs.- микроклин, Ms - мусковит, Ab - альбит.

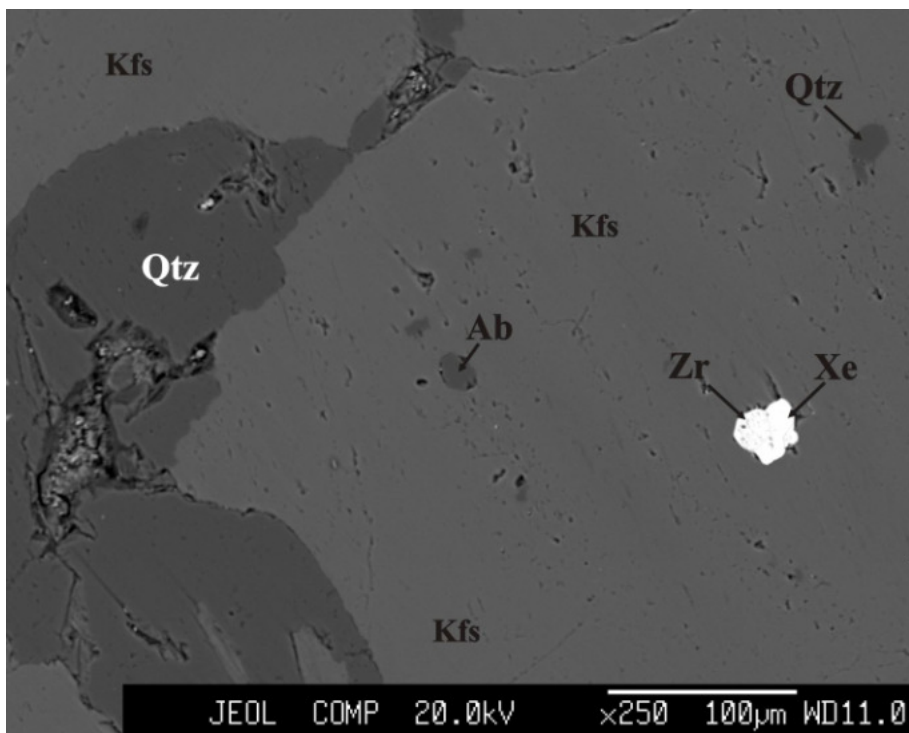


Рис. 3.20 Калиевый субщелочной гранит. Образец БС-278. Qtz - кварц, Kfs.- микроклин, Xe - ксенотим, Zr - циркон, Ab - альбит.

В образце БС-279 плагиоклаз представлен только альбитом в количестве не более 3-5 %. На диаграмме Штрекайзена (рис.3.21), такие граниты попадают в поле

щелочнополевошпатовых гранитов (alkali feldspar granite), что согласно Классификации магматических пород и словарю терминов [Le Maitre et al., 1989] является специальным термином для разновидности гранита, в которой плагиоклаза меньше 10 % от суммы полевого шпата.

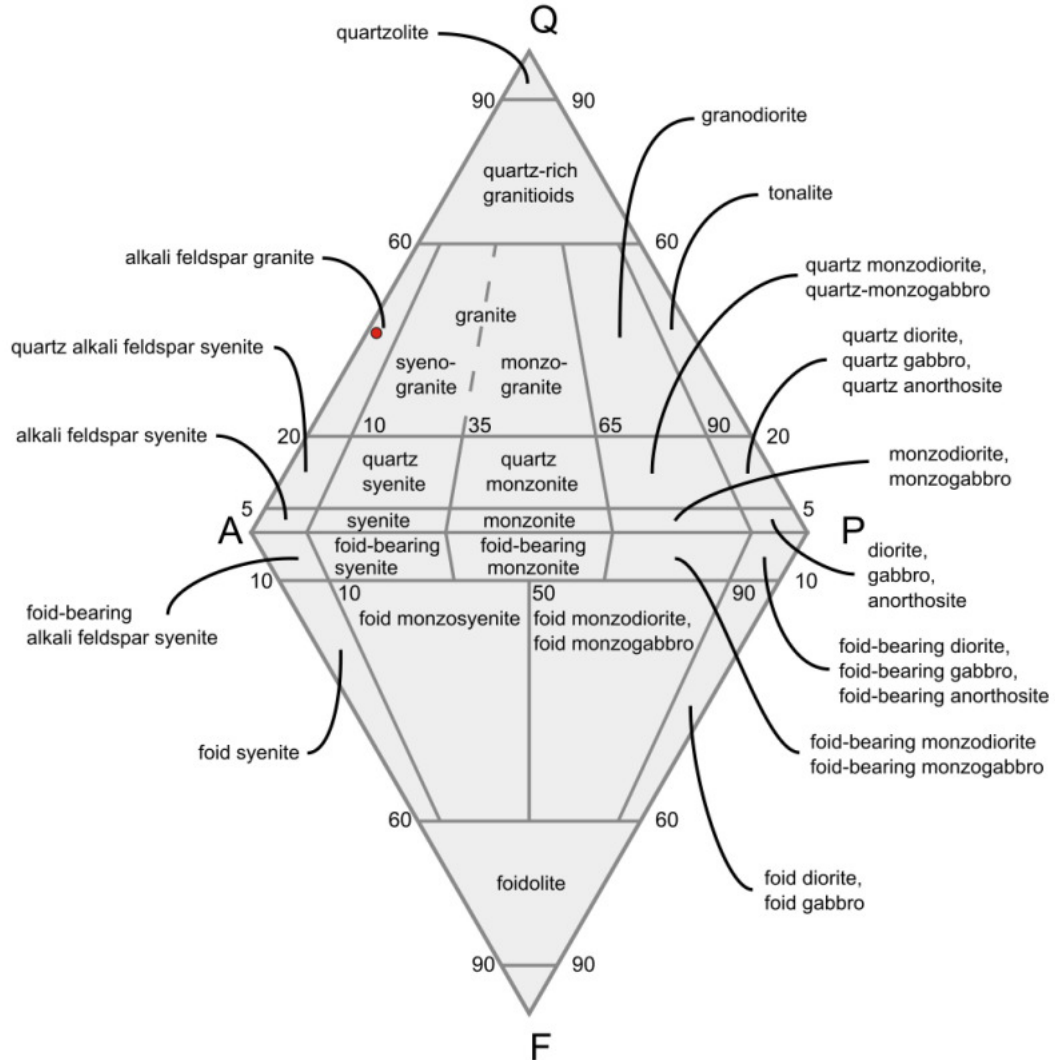
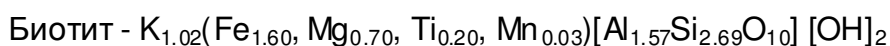
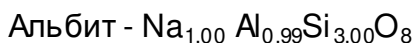


Рис. 3.21 Диаграмма Штрекайзена. Классификация и номенклатура магматических пород. [Streckeisen, 1976]. ● - образец БС-278. Q - кварц, тридимит, кристобалит; A - щелочной полевой шпат, включая ортоклаз, микроклин, пертит, анортоклаз, санидин и альбит (An_0 до An_5); P - плагиоклаз (An_5 до An_{100}) и скаполит; F - фельдшпатоиды. Alkali feldspar granite - щелочнополевошпатовый гранит.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.7), минералы калиевого субщелочного гранита (образец БС-278) имеют следующие формулы:



Мусковит - $K_{1.55}(Al_{1.42}, MgO_{0.19}, TiO_{0.02}, Fe_{0.25}) [Al_{1.00}Si_{3.20}O_{10}](OH)_2$.

Ксенотим - $(Y_{0.72}, Fe_{0.02}, Gd_{0.02}, Dy_{0.05}, Ho_{0.01}, Er_{0.06}, Tm_{0.01}, Yb_{0.10})P_{1.08}O_4$

Апатит - $Ca_{4.84}P_{3.06}O_{12}(F, OH)$

Циркон - $(Zr_{0.99}, Hf_{0.02})Si_{0.99}O_4$

Уранинит – $(U_{1.31}, Th_{0.15}, Pb_{0.07})O_2$

Гранатовые граниты биробиджанского комплекса по своему внешнему виду представляют собой породу светло-серого цвета. Структура гипидиоморфнозернистая, среднезернистая, текстура массивная. Граниты состоят из кварца 25-30%, микроклина 25-40%, плагиоклаза (An 0-13) 25-30% и граната 10-30% (рис. 3.22, табл. 3.8)

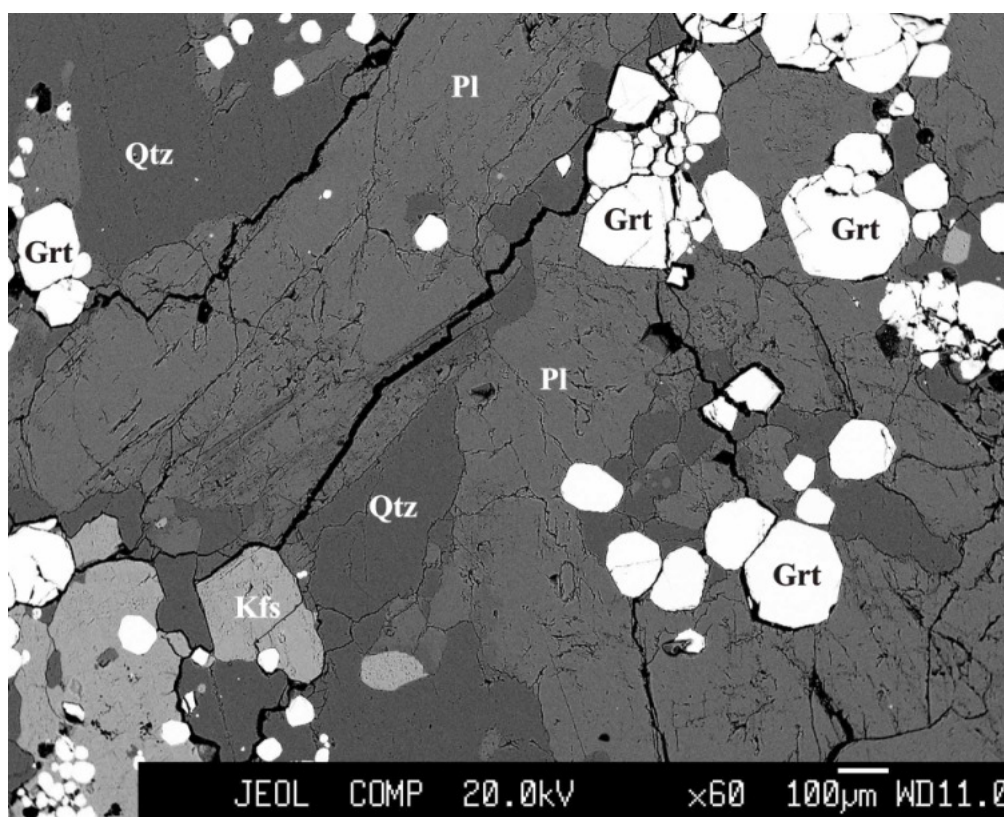


Рис. 3.22 Гранатовый гранит. Образец БС-284/2. Qtz - кварц, Kfs – микроклин, Pl – олигоклаз, Grt – гранат.

КПШ образует зерна микроклина неправильной формы размером до 1 мм, содержащему пертитовые вроски альбита (рис 3.23).

Кварц является одним из главных минералов и представлен сростками с полевыми шпатами и плагиоклазами. Минеральные включения в кварце - гранат альмандин.

Представительные составы минералов в гранатовом граните. Образец БС-284/2

Таблица 3.8

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Element														
SiO ₂	36,04	35,57	35,81	35,65	36,16	35,59	36,39	35,53	36,21	36,26	64,83	69,33	65,68	2,11
Al ₂ O ₃	20,66	20,78	21,04	20,58	20,32	20,6	20,53	20,8	20,65	20,65	18,62	19,62	22,09	-
FeO	33,39	33,42	34,15	33,78	31,22	31,54	31,68	31,92	31,97	33,53	-	-	-	1,28
MnO	9,76	9,83	10,03	9,87	11,27	11,82	11,7	11,46	11,4	9,81	-	-	-	-
CaO	0,74	0,82	0,6	0,51	0,69	0,7	1,23	0,79	0,88	0,71	-	-	2,79	0,53
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	11,91	10,05	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	17,22	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28,18
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9,93
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	24,78
Pr O ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3,29
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	13,67
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,32
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,75
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8,61
Total	100,59	100,42	101,62	100,39	99,66	100,25	101,53	100,51	101,11	100,95	100,67	100,85	100,61	99,45

Примечание: оксиды даны в мас. %, "-" элемент отсутствует. 1-10 - гранаты, 11 - КПШ (микроклин), 12 - пертитовые вроски альбита в микроклин, 13 - олигоклаз в основной массе, 14 - монацит. Микроанализатор JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Плагиоклаз представлен олигоклазом (An 13), а также микропертитами (An 0) в микроклине (рис.3.22, 3.23).

Гранат образует идиоморфные и неправильно изометричные зерна размером до 300 микрон, ассоциирующие с кварцем и полевыми шпатами (рис.3.22, 3.23). На отдельных участках его содержание достигает 50%. В гранате установлены включения монацита. Зональность отсутствует. Состав отвечает альмандин-спессартиновому гранату, содержащему 9.7-11.8 мас.% спессартина (таблица 3.8).

Монацит представлен единичными минеральными включениями округлой формы размером до 10 микрон в гранате .

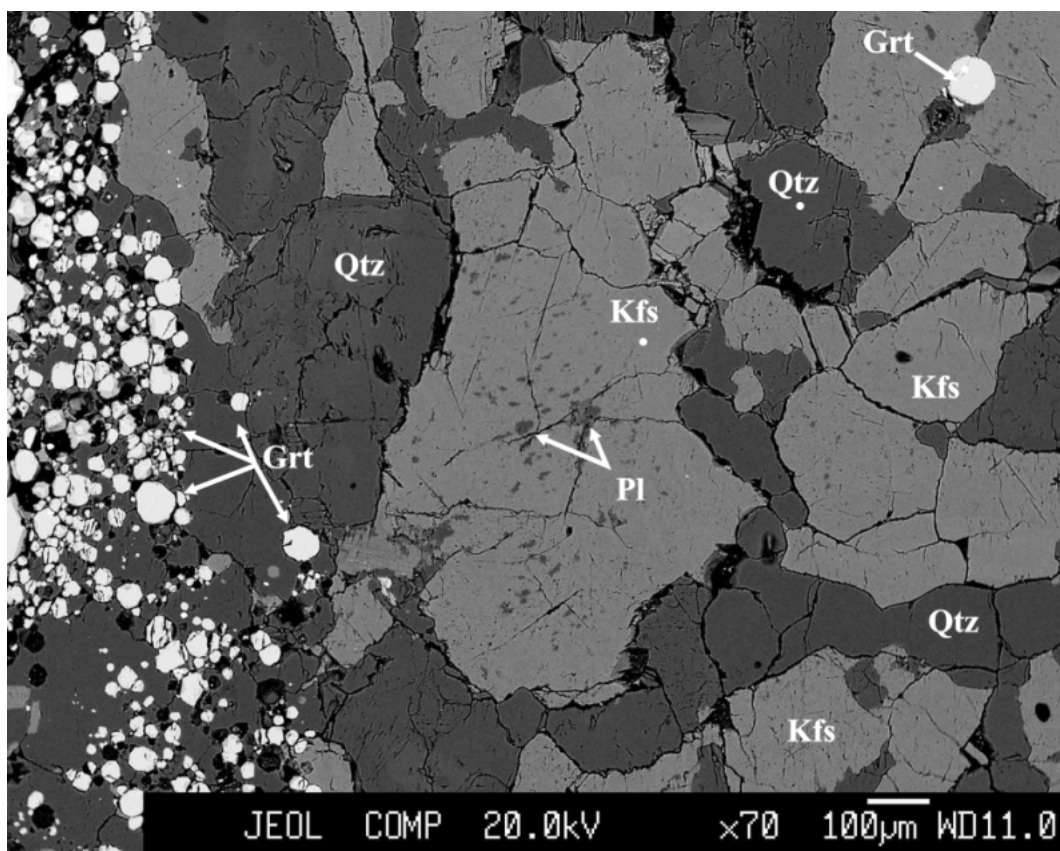
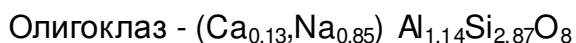
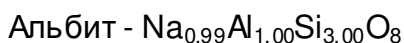
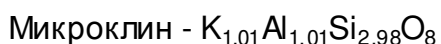


Рис. 3.23 Гранатовый гранит. Образец БС-284/2. Qtz - кварц, Kfs - микроклин, Grt - гранат, Pl - пертитовые вроски альбита в микроклине.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.8), минералы гранатового гранита (образец БС-284/2) имеют следующие формулы:



Турмалинсодержащие граниты биробиджанского комплекса состоят из микроклина 30%, альбита (An 0) 15-20%, турмалина 20-25%, кварца 25-30%, мусковита 1-3 %. Акцессорные минералы – апатит, монацит (рис. 3.24, 3.25, табл. 3.9). Структура гранита гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

Турмалин представлен крупными и мелкими кристаллами неправильной формы черного цвета размером до 2 см. По составу он соответствует переходой разновидности от шерла к дравиту. При проведении рентгеноспектрального анализа наличие бора установлено качественно, поскольку бор легче кислорода и его линия гасится, а количественное определение даст большую ошибку.

Таблица 3.9

Представительные составы минералов в турмалинсодержащем граните. Образец БС-286

№ п.п.	турмалин	КПШ	альбит	апатит	монацит	мусковит
Element						
F (weight)	-	-	-	4,5	-	-
SiO ₂	35,82	64,22	63,01	-	-	45,64
TiO ₂	0,98	-	-	-	-	0,71
Al ₂ O ₃	34,1	18,63	22,24	-	-	29,82
FeO	8,73	-	-	-	-	3,69
MnO	-	-	-	0,93	-	-
MgO	4,44	-	-	-	-	1,41
CaO	0,57	-	-	55,06	-	-
Na ₂ O	1,97	-	9,43	-	-	-
K ₂ O	-	17,14	1,63	-	-	11,53
P ₂ O ₅	-	-	-	46,1	31,22	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	13,54	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	31,56	-
Pr O ₂	-	-	-	-	4,02	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	13	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	2,95	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	2,06	-
Total	86,62	99,99	96,31	102,09	98,34	92,8

Примечание: оксиды даны в мас.%, фтор - в вес.%, "-" элемент отсутствует. Микроанализатор JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

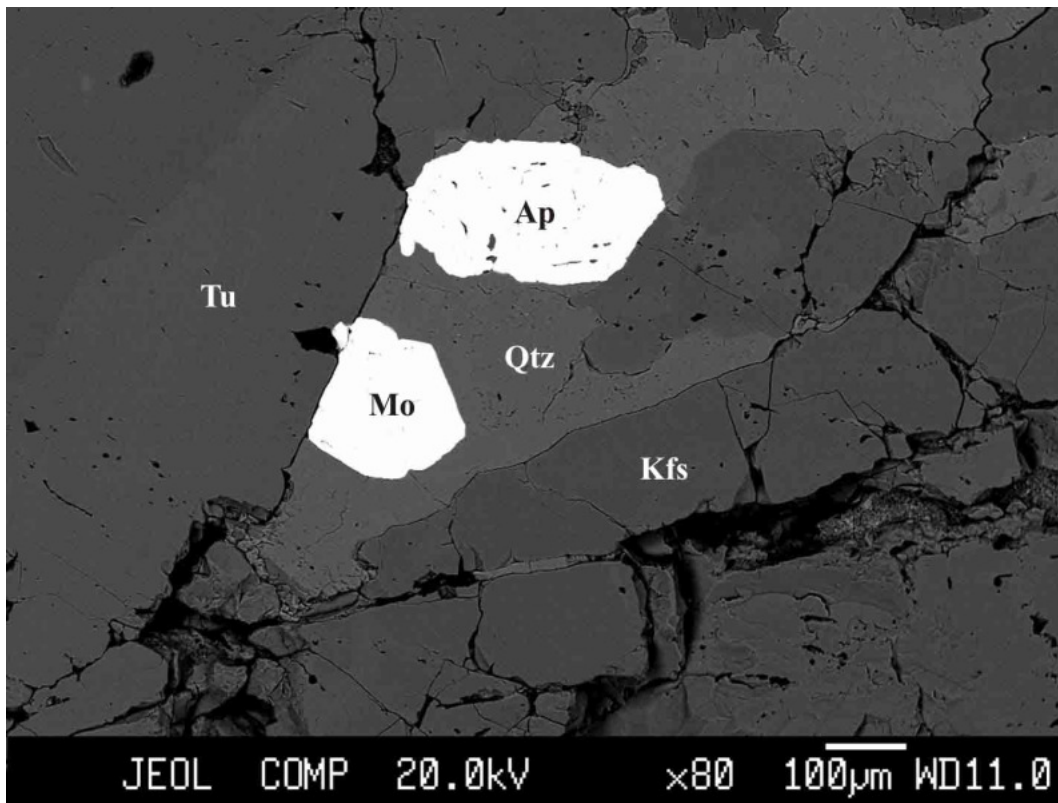


Рис. 3.24 Турмалинсодержащий гранит. Образец БС-286. Qtz - кварц, Tu - турмалин, Kfs - микроклин, Ap - апатит, Mo - монацит.

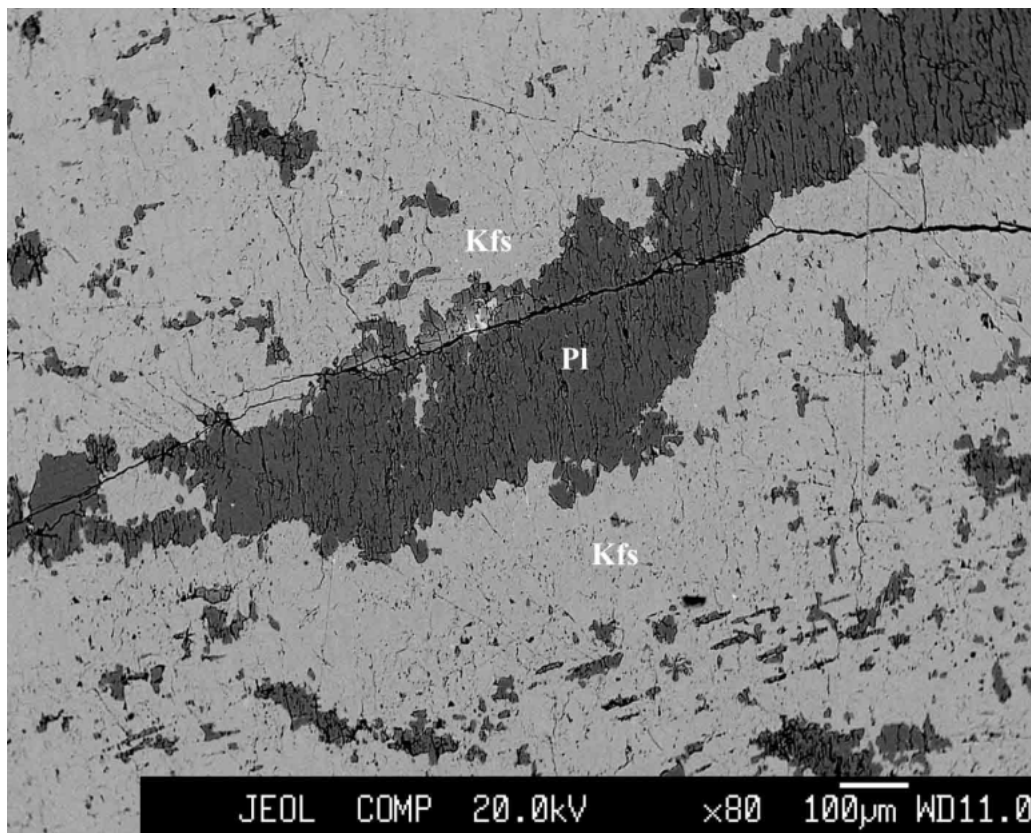


Рис 3.25 Турмалинсодержащий гранит. Образец БС-286. Kfs - микроклин, Pl - альбит.

Кварц является одним из главных минералов и представлен сростками с полевыми шпатами и турмалинами.

КПШ образует неправильной формы зерна микроклина размером до 1 мм.

Плагиоклаз представлен вростками альбита в микроклине.

Апатит образует неправильной формы редкие зерна размером до 400 микрон. С содержанием фтора 4.5 вес.%.

Монацит слагает редкие разрозненные зерна размером до 200 микрон.

Мусковит присутствует в виде редких чешуек и их агрегатных скоплений размером до 200 микрон.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.9), минералы турмалинсодержащего гранита (образец БС-286) имеют следующие формулы:

Турмалин - $(\text{Na}_{0.73}\text{Ca}_{0.11})(\text{Mg}_{1.28}, \text{Fe}^{2+}_{1.41}, \text{Al}_{0.17}, \text{Ti}_{0.14})\text{Al}_{7.6}(\text{BO}_3)_3[\text{Si}_{6.93}\text{O}_{18}](\text{O}, \text{OH})_4$

Микроклин - $\text{K}_{1.01}\text{Al}_{1.01}\text{Si}_{2.98}\text{O}_8$

Альбит - $(\text{Na}_{0.83}, \text{K}_{0.09})\text{Al}_{1.19}\text{Si}_{2.87}\text{O}_8$

Апатит - $(\text{Ca}_{4.68}\text{Mn}_{0.06})[\text{P}_{3.10}\text{O}_{12}](\text{F}, \text{OH})$

Монацит - $(\text{Ce}_{0.45}, \text{La}_{0.19}, \text{Nd}_{0.18}, \text{Pr}_{0.05}, \text{Sm}_{0.04}, \text{Gd}_{0.02})[\text{P}_{1.03}\text{O}_4]$.

Мусковит - $\text{K}_{1.02}(\text{Al}_{1.63}, \text{Mg}_{0.14}, \text{Fe}_{0.21}, \text{Ti}_{0.03})[\text{Al}_{0.82}\text{Si}_{3.18}\text{O}_{10}](\text{OH})_2$.

Альбитизированный гранит тырмо-буреинского комплекса состоит из кварца 20-25%, микроклина 20-25%, альбитизированного плагиоклаза (An 4-13) 25-35%, граната 5-10%, мусковита 5-10%, цоизита 3-5%, хлорита 3-5%. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, монацит, циркон и ортит (таблица 3.10). Структура гранита гипидиоморфнозернистая, текстура массивная.

КПШ образует неправильной формы зерна микроклина размером до 1 мм.

Гранат альмандин образует единичные идиоморфные и неправильно изометричные зерна размером от 450 микрон, ассоциирующие с кварцем и полевыми шпатами. В гранате установлены включения монацита и кварца (рис. 3.26, 3.27, таблицы 3.10, 3.11).

Плагиоклаз представлен олигоклазом (An 13) и альбитом (An 4) с вростками цоизита (рис. 3.28).

Кварц является одним из главных минералов и представлен сростками с полевыми шпатами и плагиоклазами.

Мусковит присутствует в виде пластинчатых зерен и находится в сростании с кварцем и плагиоклазом.

Таблица 3.10

Представительные составы минералов в альбитизированном граните. Образец БС-184

№ п.п.	кварц	КПШ	олигоклаз	альбит	гранат	мусковит	цоизит	хлорит	циркон	апатит	ортит	монацит
Element												
F (weight)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,68	-	-
SiO ₂	99,92	63,9	63,83	66,27	36,08	45,16	39,08	23,51	31,12	-	32,78	5,03
Al ₂ O ₃	-	18,33	21,53	20,09	20,35	35,6	33,42	21,74	-	-	22,68	-
FeO	-	-	-	-	25,91	1,32	-	34,37	-	-	8,06	-
MnO	-	-	-	-	16,14	-	-	0,74	-	-	0,62	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	7,75	-	-	-	-
CaO	-	-	2,88	0,87	0,99	-	25,1	-	-	55,51	14,28	0,44
Na ₂ O	-	0,39	10,28	11,15	-	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	16,67	-	-	-	10,83	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	-	45,11	-	22,75
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	61,89	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,17	11,14
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7,6	22,14
PrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,26
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,67	9,1
HfO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	1,52	-	-	-
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	25,84
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	0,89	-	-	-
Total	99,92	99,29	98,52	98,38	99,96	92,9	97,6	88,11	95,42	100,63	92,86	98,69

Примечание: оксиды даны в мас. %, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Таблица 3.11

Представительные составы гранатов и минеральных включений в них. Образец БС-184

№ п.п. Element	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	34,92	36,08	35,77	35,85	1,32	99,64
Al ₂ O ₃	20,67	20,35	20,42	20,39	-	-
FeO	24,31	25,91	25,35	25,46	1,38	-
MnO	16,92	16,14	16	16,21	-	-
MgO	0,5	0,5	0,66	0,61	-	-
CaO	1,39	0,99	1,43	1,88	0,59	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	29,75	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	13,87	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	27,83	-
Pr O ₂	-	-	-	-	3,12	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	10,13	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	1,71	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	1,05	-
ThO ₂	-	-	-	-	7,1	-
Total	98,71	99,96	99,63	100,4	97,85	99,64

Примечание: оксиды даны в мас. %, "-" элемент отсутствует. 1-4 – гранат, 5 – монацит в гранате, 6 – кварц в гранате (ЖХА 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова).

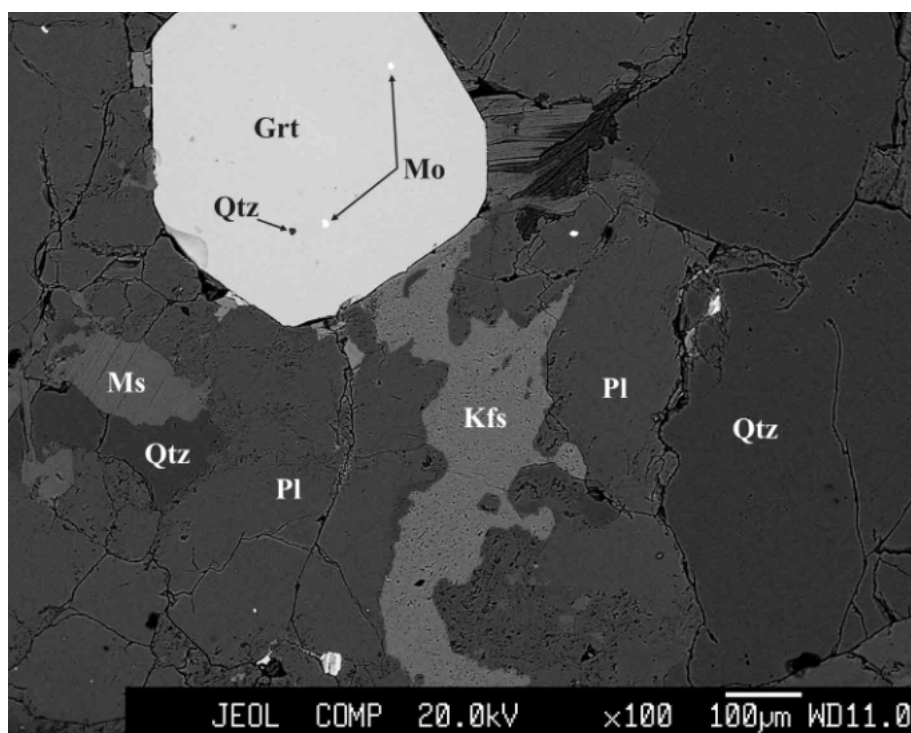


Рис. 3.26 Альбитизированный гранит. Образец БС-184. Qtz - кварц, Kfs - микроклин, Pl - плагиоклаз, Grt - гранат, Ms - мусковит.

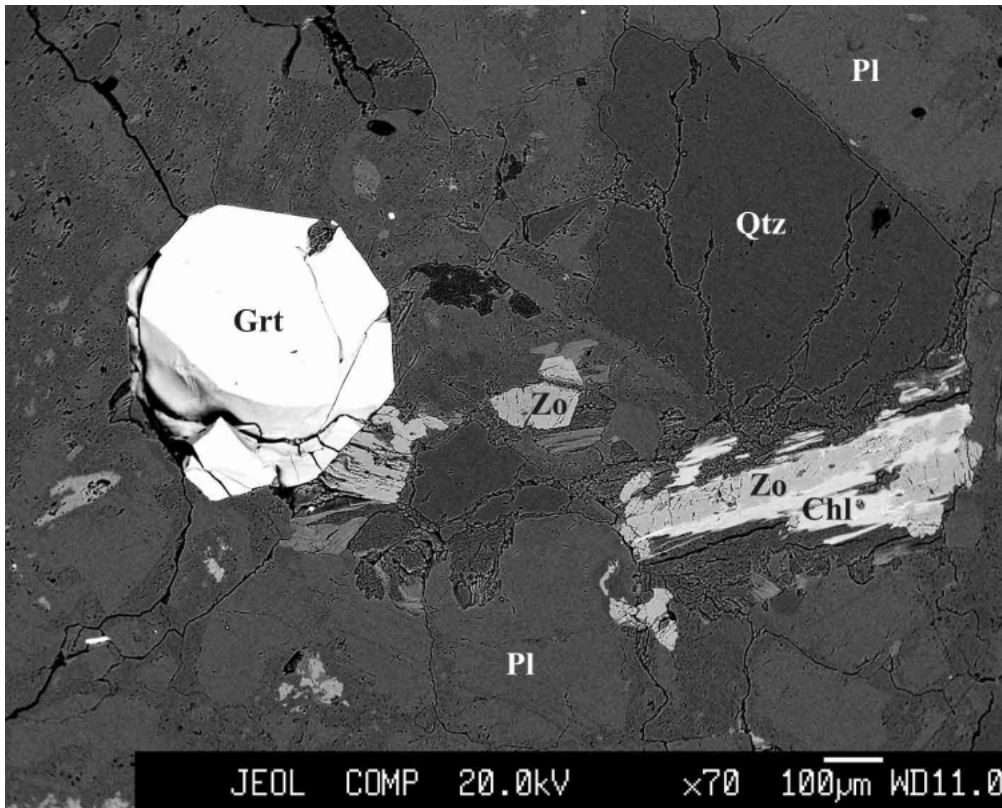


Рис. 3.27 Альбитизированный гранит. Образец БС-184. Qtz - кварц, Pl - плагиоклаз (олигоклаз), Grt - гранат, Zo - цоизит, Chl - хлорит.

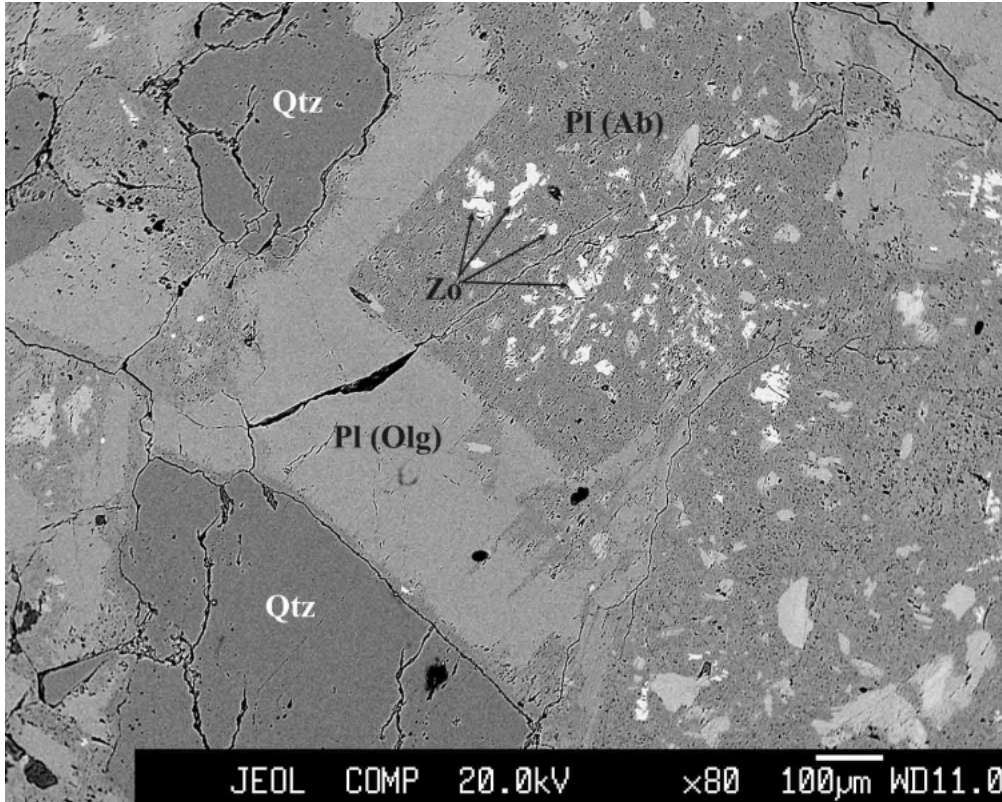


Рис. 3.28 Альбитизированный гранит. Образец БС-184. Qtz - кварц, Pl (Ab) - альбит, Pl (Olg) - олигоклаз, Zo - цоизит.

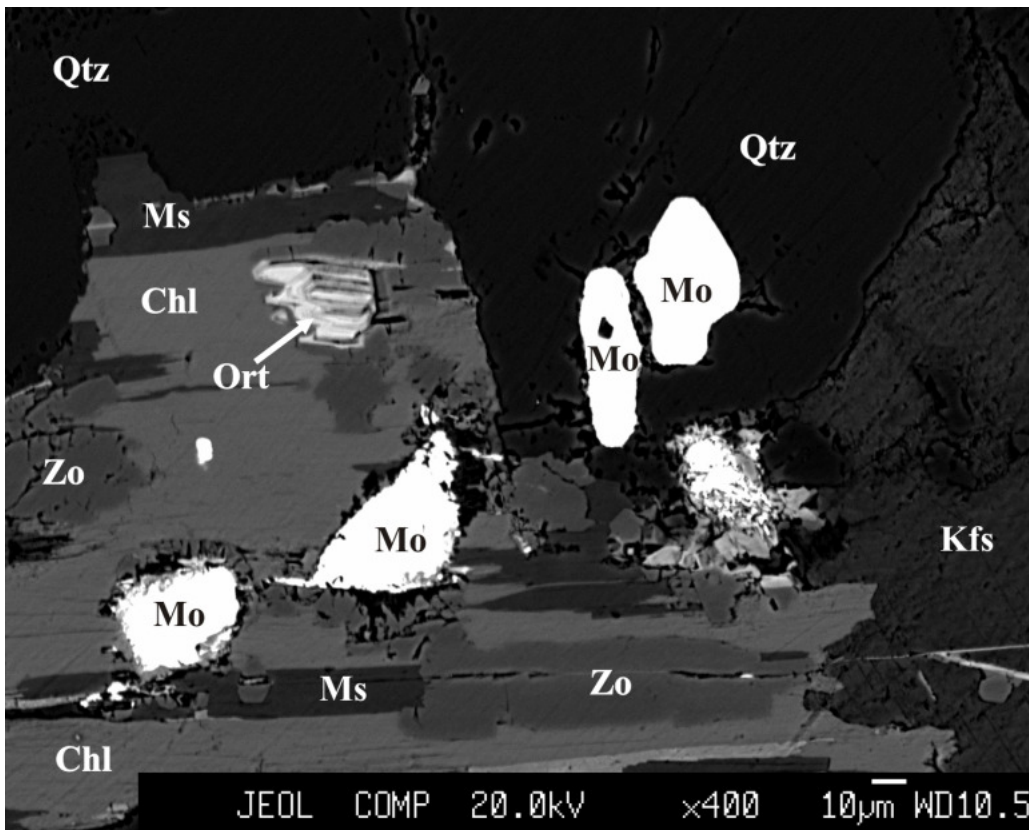


Рис. 3.29 Альбитизированный гранит. Образец БС-184. Qtz - кварц, Kfs - КПШ, Zo - цоизит, Chl - хлорит, Ms - мусковит, Mo - монацит, Ort - ортит.

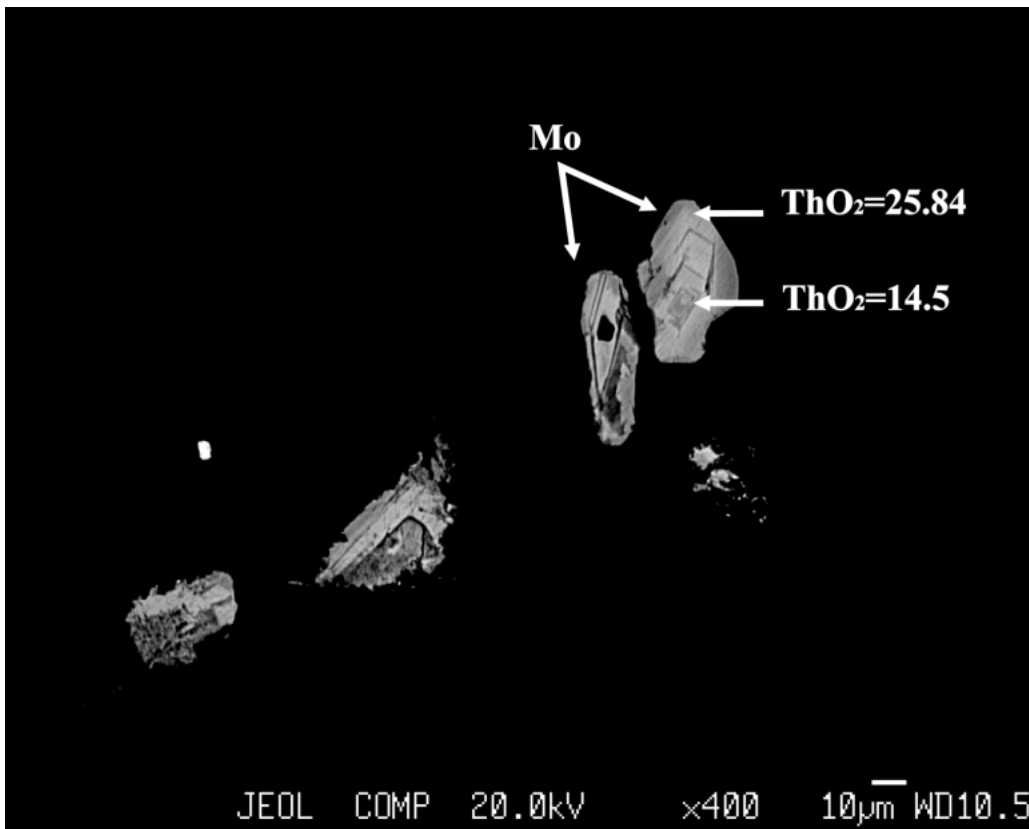


Рис. 3.30 Изменение содержания ThO_2 в монаците. Образец БС-184. Мо - монацит.

Монацит слагает редкие разрозненные неправильно изометричные зерна размером до 50 микрон в гранате, хлорите и кварце. В некоторых монацитах в пределах одного зерна содержание ThO_2 меняется от центра к периферии от 14.5 до 25.8 мас. % (рис. 3.29, 3.30)

Апатит образует в основной массе редкие зерна неправильной формы с содержанием фтора 4.3-4.6 вес. %

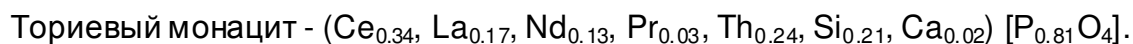
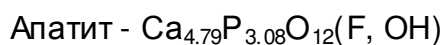
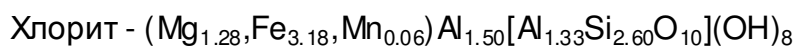
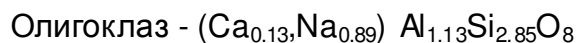
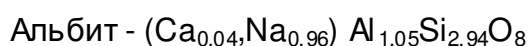
Цоизит обнаружен в альбите, а также виде сростков с хлоритом (рис. 3.27).

Хлорит содержит MgO – 7.22-7.75, FeO – 33.2-34 мас. % и отвечает прохлориту. Хлорит развивается по мусковиту, содержит единичные зерна ортита размером до 40 микрон (рис. 3.27).

Циркон встречается в виде единичных включений размером порядка 10-30 микрон в основной массе.

Ортит (алланит) встречается в хлорите в виде единичных зерен размером до 50 микрон.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 3.10), минералы альбитизированного гранита (образец БС-184) имеют следующие формулы:



3.2. Геохимия магматических пород

Принимая во внимание описанные Ициксоном и Шапошниковым коренные выходы марундитов и корундовых плагиоклазитов на контакте гранитов с карбонатными породами [Ициксон, 1943; Шапошников, 1944], более детально нами были исследованы граниты месторождения Сутара. Петрохимическая характеристика магматических пород приводится на основе петрохимических и редкоэлементных анализов. Содержания петрогенных, редких и редкоземельных элементов приведены в таблице 3.12 и Приложении 1.

Калиевые субщелочные граниты Биробиджанского комплекса

Для калиевых субщелочных гранитов характерны содержания SiO_2 72,9-75,6 мас.% (рис. 3.31) при преобладании K_2O над Na_2O ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 2,38-2,8$). Породы имеют высокое суммарное содержание щелочей - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 9,25 - 10,07$ мас.% при низких значениях $\text{CaO} = 0,12 - 0,25$ мас.% (табл. 3.12). Для изучаемых пород характерно низкое содержание феррических компонентов: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 0,62 - 1,92$ мас.%; $\text{TiO}_2 = 0,01 - 0,06$ мас.%. Содержание глинозема (A/CNK) >1 , что соответствует высокоглиноземистым породам. На классификационных диаграммах [Frost et al., 2001; Шкодзинский, 1992, Pессерилло and Taylor, 1976] составы гранитов попадают в поля железистых высококалиевых высокоглиноземистых щелочных и известково-щелочных (породы попадают в поле шошонитовой серии) гранитоидов (рис. 3.32-3.36).

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на состав хондрита (COND) [Sun & McDonough, 1989], имеют слабый отрицательный наклон до горизонтального (Sm-Eu) (рис. 3.37) Eu-минимум отсутствует ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,14-1,37$), с низким суммарным содержанием РЗЭ $\sum \text{REE} = 78,87 - 121,7$ г/т. Мультиэлементные спектры калиевых субщелочных гранитов, нормированных на состав примитивной мантии и нижней континентальной коры [McDonough & Sun, 1995; Weaver and Tarney, 1984], характеризуются ярко выраженными положительными аномалиями по K, Pb, Th, U и ярко выраженными отрицательными аномалиями по Ba, Nb, Ti (рис. 3.38, 3.39).

Гранатовые граниты Биробиджанского комплекса

Для гранатовых гранитов характерно содержание SiO_2 74,1 мас.%, (табл. 3.12) при преобладании Na_2O над K_2O ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 2,78$) и низкое содержание феррических компонентов: $\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO} = 1,71$ мас.%; $\text{TiO}_2 - 0,01$ мас.%. Породы имеют относительно среднее суммарное содержание щелочей - $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 7,11$ мас.% при значении $\text{CaO} - 1,36$ мас. %.(табл. 3.12). Содержание глинозема ниже, чем в субщелочных гранитах ($A/\text{CNK} = 1,12 \text{ mol}$), что соответствует высокоглиноземистым породам. Гранатовые граниты соответствуют умереннокалиевым гранитоидам (рис.

3.32). На классификационных диаграммах [Pecserillo and Taylor, 1976, Frost et al., 2001; Шкодзинский, 1992] состав гранатового гранита попадает в поля железистых умеренно- и высокоглиноземистых известково-щелочных гранитоидов (рис. 3.33-3.36).

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные на состав хондрита (COND) [Sun & McDonough, 1989], имеют слабый отрицательный наклон до горизонтального и слабого положительного (рис. 3.37). Для гранатовых гранитов характерно самое высокое содержание РЗЭ $\sum REE = 553,5$ г/т. Повышенные концентрации РЗЭ связаны с наличием в гранитоидах гранатов, что в свою очередь указывает на достаточно высокое давление кристаллизации магматических расплавов (>5 кбар) [Veilzeuf and Montel, 1994]. В отличие от калиевых субщелочных гранитов у гранатовых гранитов имеется ярко выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,03$). Мультиэлементные спектры гранатовых гранитов, нормированные на состав примитивной мантии и нижней континентальной коры [McDonough & Sun, 1995; Weaver and Tamey, 1984], (см. рис. 3.38, 3.38) характеризуются положительными аномалиями по Th, Pb, U, Y и ярко выраженными отрицательными аномалиями по Ba, Nb, Sr, Ti (рис. 3.38, 3.39).

Турмалинсодержащие граниты Биробиджанского комплекса

Для турмалинсодержащих гранитов, относительно калиевых субщелочных гранитов, характерно более высокое содержание SiO_2 76,1 мас.%, (рис. 3.31) при слабом преобладании K_2O над Na_2O ($K_2O/Na_2O = 1,10$) и более высокое содержание фемических компонентов: $FeO+Fe_2O_3+MgO = 4,73$ мас.%; $TiO_2 = 0,28$ мас.%. Породы имеют более низкое суммарное содержание щелочей - $Na_2O+K_2O = 2,21$ мас.% при значении $CaO = 0,40$ мас. %.(табл. 3.12). Содержание глинозема выше, чем в субщелочных гранитах ($A/CNK = 3,59$ mol), что соответствует крайне высокоглиноземистым породам.

В отличие от калиевых субщелочных гранитов, турмалинсодержащие граниты соответствуют низкокалиевым гранитоидам (рис. 3.32) (порода попадает в поле толеитовой серии). На классификационных диаграммах [Pecserillo and Taylor, 1976, Frost et al., 2001; Шкодзинский, 1992] состав турмалинсодержащего гранита попадает в поля магнезиальных крайневысокоглиноземистых известковистых гранитоидов (рис. 3.33-3.36). По содержанию редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (COND) [Sun & McDonough, 1989], для турмалинсодержащих гранитов характерно более высокое содержание РЗЭ $\sum REE = 138,13$ г/т. Легкие РЗЭ имеют небольшое преобладание над тяжелыми (рис. 3.37). В отличие от калиевых субщелочных гранитов у турмалинсодержащих гранитов имеется ярко выраженный

Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,09$). Мультиэлементные спектры турмалинсодержащих апогранитов, нормированные на состав примитивной мантии и нижней континентальной коры [McDonough & Sun, 1995; Weaver and Tamey, 1984], (см. рис. 3.38, 3.38) характеризуются положительными аномалиями по Th, U и отрицательными аномалиями по Ba, Ta, Nb, и Sr (рис. 3.38, 3.39).

Альбитизированные граниты Биробиджанского комплекса

Для альбитизированных гранитов характерно низкое содержание $SiO_2 = 66,5$ мас.% (рис. 3.31), самое высокое содержание $Al_2O_3 = 20,1$ мас.% (табл. 3.12), при преобладании Na_2O над K_2O ($Na_2O/K_2O = 12,1$) и относительно невысокое содержание фемических компонентов: $FeO+Fe_2O_3+MgO = 0,82$ мас.%; $TiO_2 - 0,01$ мас.%. Породы имеют суммарное содержание щелочей (Na_2O+K_2O) равное 7,7 мас.% при высоком значении $CaO = 3,31$ мас. %. (табл. 3.12). Содержание глинозема (A/CNK) >1 , что соответствует высокоглиноземистым породам. Содержание K_2O в альбитизированных гранитах 0,59 мас.%, что соответствует низкокалиевым гранитоидам (порода попадает в поле толеитовой серии) (рис. 3.32).

На классификационных диаграммах [Pecserillo and Taylor, 1976, Frost et al., 2001; Шкодзинский, 1992] состав альбитизированного гранита попадает в поля магнезиальных высокоглиноземистых щелочно-известковых гранитоидов (рис. 3.33-3.36). По содержанию редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (COND) [Sun & McDonough, 1989], для альбитизированных гранитов характерно относительно небольшое содержание РЗЭ ($\sum REE = 93,4$ г/т), легкие РЗЭ имеют преобладание над тяжелыми (рис. 3.37), имеется ярко выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,2$). Мультиэлементные спектры альбитизированных гранитов, нормированные на состав примитивной мантии и нижней континентальной коры [McDonough & Sun, 1995; Weaver and Tarney, 1984], (рис. 3.38, 3.39) характеризуются положительными аномалиями по Th, Pb, U и отрицательными аномалиями по Ba, Ti (рис. 3.38, 3.39).

Высокоглиноземистые граниты Биробиджанского комплекса

Для высокоглиноземистых гранитов Биробиджанского комплекса характерны содержания $SiO_2 74,7-77,21$ мас.% (рис.3.31, табл. 3.12) при преобладании K_2O над Na_2O ($K_2O/Na_2O = 1,16-12,47$) и более высокое содержание фемических компонентов: $FeO+Fe_2O_3+MgO = 1,07-1,92$ мас.%; $TiO_2 - 0,05-0,15$ мас.%. Породы имеют суммарное содержание щелочей (Na_2O+K_2O) равное 4,85-7,66 мас.% при значении $CaO = 0,10-0,55$ мас.%. Содержание глинозема выше, чем в калиевых субщелочных гранитах ($A/CNK = 1,12-2,52$ mol.), что соответствует высоко- и крайне высокоглиноземистым

породам. Граниты соответствуют высококалиевым гранитоидам ($K_2O/Na_2O > 1$) известковой и известково-щелочной серий (рис. 3.32). На классификационных диаграммах [Pecserillo and Taylor, 1976, Frost et al., 2001; Шкодзинский, 1992] составы гранитов попадают в поля как магнезиальных, так и железистых высоко- и крайне высокоглиноземистых гранитоидов (рис. 3.33-3.36).

По содержанию редкоземельных элементов, нормированных на состав хондрита (COND) [Sun & McDonough, 1989], для высокоглиноземистых гранитов характерен диапазон содержания РЗЭ $\sum REE = 54,03-100,01$ г/т. Легкие РЗЭ имеют преобладание над тяжелыми (рис. 3.37), имеется выраженный Eu-минимум ($Eu/Eu^* = 0,3-1,03$). Мультиэлементные спектры гранитов, нормированные на состав примитивной мантии и нижней континентальной коры [McDonough & Sun, 1995; Weaver and Tarney, 1984], (см. рис. 3.38, 3.38) характеризуются положительными аномалиями по U и отрицательными аномалиями по Nb, Ti, Ba, Sr (рис. 3.38, 3.39).

Разницу состава калиевых субщелочных, гранатовых, турмалинсодержащих альбитизированных и высокоглиноземистых гранитов можно проследить на диаграммах Харкера (рис.3.40-3.41). Для калиевых субщелочных гранитов характерны более высокие содержания, K_2O . Для гранатовых гранитов характерны более высокие содержания MnO. Для турмалинсодержащих апогранитов характерны более высокие содержания TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO и MgO. Для альбитизированных гранитов характерны более высокие содержания Al_2O_3 , Na_2O , CaO.

На дискриминантных геохимических диаграммах Пирса [Pearce et al., 1984] (рис. 3.42), почти все исследуемые граниты попадают в поля VAG — островодужных и VAG+syn-COLG — островодужных+коллизийных. Только гранатовые граниты попадают в поле WPG — внутриплитных и ORG — океанских хребтов.

На диаграмме « $(K_2O+Na_2O)/CaO - Zr-Nb-Ce-Y$ » [Whalen, et al., 1987] (рис. 3.43), составы калиевых субщелочных, гранатовых и высокоглиноземистых гранитов ложатся в поле гранитов А-типа, кроме одного образца, который попал в область фракционированных гранитов, а турмалинсодержащие апограниты и альбитизированные граниты располагаются в поле орогенных гранитов.

Таблица 3.12

Химический состав гранитов Биробиджанского комплекса

Порода	Калиевые субщелочные граниты			Гранатовый гранит	Турмалинсодерж. гранит	Альбитизированный гранит	Высокоглиноземистые граниты				
	Образец	BC-278	BC-267	BC-271	BC- 284/2	BC-286	BC- 184	BC-269	BC-272	BC-280	BC-285
Главные элементы (мас.%)											
SiO ₂	72,98	75,00	75,62	74,16	76,08	66,51	76,45	77,21	74,71	74,95	
TiO ₂	0,06	0,03	0,01	0,01	0,28	0,01	0,12	0,15	0,14	0,05	
Al ₂ O ₃	15,65	14,42	14,05	14,7	13,34	20,14	14,2	13,81	15,56	14,63	
Fe ₂ O ₃	0,21	0,18	0,08	-	-	-	0,81	0,46	0,67	0,63	
FeO	0,47	0,36	0,25	-	-	-	0,43	0,5	0,4	0,28	
Fe ₂ O ₃ _tot	-	-	-	1,67	3,55	0,39	-	-	-	-	
MnO	0,004	0,026	0,01	0,46	0,03	0,12	0,012	0,005	0,008	0,011	
MgO	0,15	0,08	0,04	0,04	1,18	0,43	0,68	0,32	0,38	0,16	
CaO	0,12	0,19	0,25	1,36	0,4	3,31	0,1	0,13	0,19	0,55	
Na ₂ O	2,98	2,48	2,64	5,23	1,05	7,16	0,36	1,79	2,5	3,55	
K ₂ O	7,09	6,95	6,61	1,88	1,16	0,59	4,49	3,36	3,92	4,11	
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,1	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,13	0,11	
H ₂ O ⁻	0,0	0,0	0,04	<ПО	0,1	0,1	0,0	0,12	0,08	0,0	
ппп	0,5	0,72	0,4	0,16	1,29	1,04	1,7	1,58	1,62	0,55	
Total	100,26	100,55	100,1	99,7	98,47	99,82	99,4	99,45	100,31	99,58	
al ¹	13,25	17,41	27,70	12,59	2,54	15,07	4,99	7,62	7,95	12,15	
f ¹	12,33	8,50	5,10	11,57	54,99	13,23	29,42	19,65	20,94	12,44	
Ka	0,80	0,80	0,82	0,72	0,22	0,62	0,38	0,48	0,54	0,70	
A/CNK	1,22	1,21	1,18	1,12	3,59	1,09	2,52	2,03	1,79	1,30	
ASI	1,23	1,22	1,19	1,12	3,62	1,09	2,55	2,04	1,82	1,31	
Al/(Na+K)	1,24	1,24	1,22	1,38	4,47	1,62	2,60	2,10	1,86	1,42	
Fe*	0,83	0,87	0,89	0,98	0,75	0,47	0,65	0,75	0,74	0,85	

Продолжение таблицы 3.12

Химический состав гранитов Биробиджанского комплекса

Порода	Калиевые субщелочные граниты			Гранатовый гранит	Турмалиносодерж. гранит	Альбитизированный гранит	Высокоглиноземистые граниты				
	Образец	БС-278	БС-267	БС-271	БС- 284/2	БС-286	БС- 184	БС-269	БС-272	БС-280	БС-285
Элементы-примеси (г/т)											
Be	1,08	0,94	1,09	4,3	1,35	24,16	1,7	1,53	2,39	1,53	
V	3,19	3,98	2,12	0,54	2,62	0,66	6,8	4,91	14,5	2,4	
Cr	8,7	16	12,7	1,42	2,76	3,36	13,2	12	16	17,2	
Co	0,38	0,72	0,42	0,34	1,84	0,18	0,64	1,07	1,18	0,84	
Ni	0,9	6,1	1,4	<ПО	<ПО	1,37	3,1	0,3	5,1	2,8	
Cu	<10	<10	15	3,08	1,83	5,11	<10	10	<10	<10	
Zn	9,9	7,7	5,2	16	158,9	24,3	28,4	13,3	18,2	37,9	
Ga	15,25	11,92	11,51	22,93	30,82	39,32	22,41	14,73	21,66	17,17	
Rb	164,4	159,2	143,4	74,03	43,15	14,64	167,4	100,3	136,3	186,6	
Sr	164,08	191,3	195,33	22,62	15,96	213,6	13,74	33,34	66,01	29,53	
Zr	53,28	106,8	102,5	104,6	69,18	81,58	37,31	85,43	43,89	15,09	
Nb	3,38	1,14	0,44	1,54	1,2	7,86	5,84	7,45	10,81	1,29	
Mo	0,37	<0,1	0,29	0,67	<ПО	0,15	<0,1	0,23	<0,1	<0,1	
Cd	-	-	-	0,19	<ПО	0,15	-	-	-	-	
Sn	1,63	2	2,23	1,1	3,14	2,08	16,9	4,59	10,12	6,23	
Cs	1,19	1,57	1,3	0,81	0,84	0,97	1,26	1,45	1,07	4,86	
Ba	787,11	1288	1342	26,41	50,64	79,74	586,6	2319	746,8	54,54	
Hf	2,55	3,66	3,82	5,47	2,51	3,82	1,07	2,76	1,95	0,6	
Ta	0,16	0,09	<0,1	0,32	0,21	1,55	0,15	0,5	1,35	0,1	
W	1,57	0,52	0,41	0,35	0,3	0,18	9,53	3,36	6,33	0,68	
Pb	21,3	31,4	23,5	44,7	12,56	28,14	7,9	10,36	8,9	14,8	
Th	8,33	10,75	8,94	55,34	18,04	14,47	4,98	12,26	10,16	7,63	
U	2,3	5,35	5,67	8,42	3,13	1,81	0,67	1,84	4,71	3,87	

Химический состав гранитоидов Биробиджанского комплекса

Порода	Калиевые субщелочные граниты			Гранатовый гранит	Турмалинсодерж. гранит	Альбитизированный гранит	Высокоглиноземистые граниты				
	Образец	BC-278	BC-267	BC-271	BC- 284/2	BC-286	BC- 184	BC-269	BC-272	BC-280	BC-285
РЗЭ (г/т)											
Sc	20,60	3,00	1,50	7,15	25,22	3,25	2,10	2,60	4,80	3,60	
Y	14,11	30,18	30,03	193,9	23,25	20,73	8,6	8,71	19,33	17,38	
La	8,25	15,6	13,14	39,7	16,45	14,13	10,91	19,19	14,73	5,6	
Ce	15,83	32,8	26,44	96,75	34,53	25,87	19,54	40,4	29,99	9,96	
Pr	1,68	3,55	2,89	14,02	4,5	3,4	2,41	4,08	3,32	1,18	
Nd	6,17	12,51	9,7	61,49	16,19	10,91	8,55	14,34	11,84	4,05	
Sm	1,75	3,29	2,55	16,33	3,21	3,11	1,63	2,63	3,03	1,4	
Eu	0,63	1,52	1,33	0,18	0,11	0,21	0,3	0,79	0,71	0,16	
Gd	1,63	3,5	3,64	21,4	4,49	3,48	1,53	2,08	3,29	1,86	
Tb	0,3	0,66	0,55	3,76	0,66	0,59	0,23	0,26	0,63	0,36	
Dy	2,52	5,44	5	27,94	3,66	3,39	1,39	1,67	3,56	2,64	
Ho	0,57	1,1	1,16	7,13	0,66	0,62	0,34	0,29	0,79	0,65	
Er	1,51	4	3,38	25,5	1,7	1,69	0,99	1,08	1,77	1,65	
Tm	0,3	0,62	0,54	4,23	0,43	0,3	0,1	0,16	0,31	0,35	
Yb	2,61	3,38	3,64	29,39	2,64	1,55	0,71	1,01	1,61	2,83	
Lu	0,41	0,55	0,49	4,72	0,43	0,19	0,16	0,17	0,3	0,36	
∑РЗЭ	78,87	121,70	105,98	553,59	138,13	93,42	59,49	99,46	100,01	54,03	
Eu/Eu*	1,14	1,37	1,33	0,03	0,09	0,20	0,58	1,03	0,69	0,30	

Примечание: "-" элемент отсутствует, <ПО – ниже предела обнаружения. Определение содержания главных элементов выполнено методом ИСП АЭС. Определение содержания H₂O, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Для расчета петрохимических показателей (al¹, f¹, Fe*, Ka, A/CNK, ASI) все оксиды берутся в молекулярных количествах. Определение содержания элементов-примесей и редкоземельных элементов выполнено методом ИСП-МС, ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН.

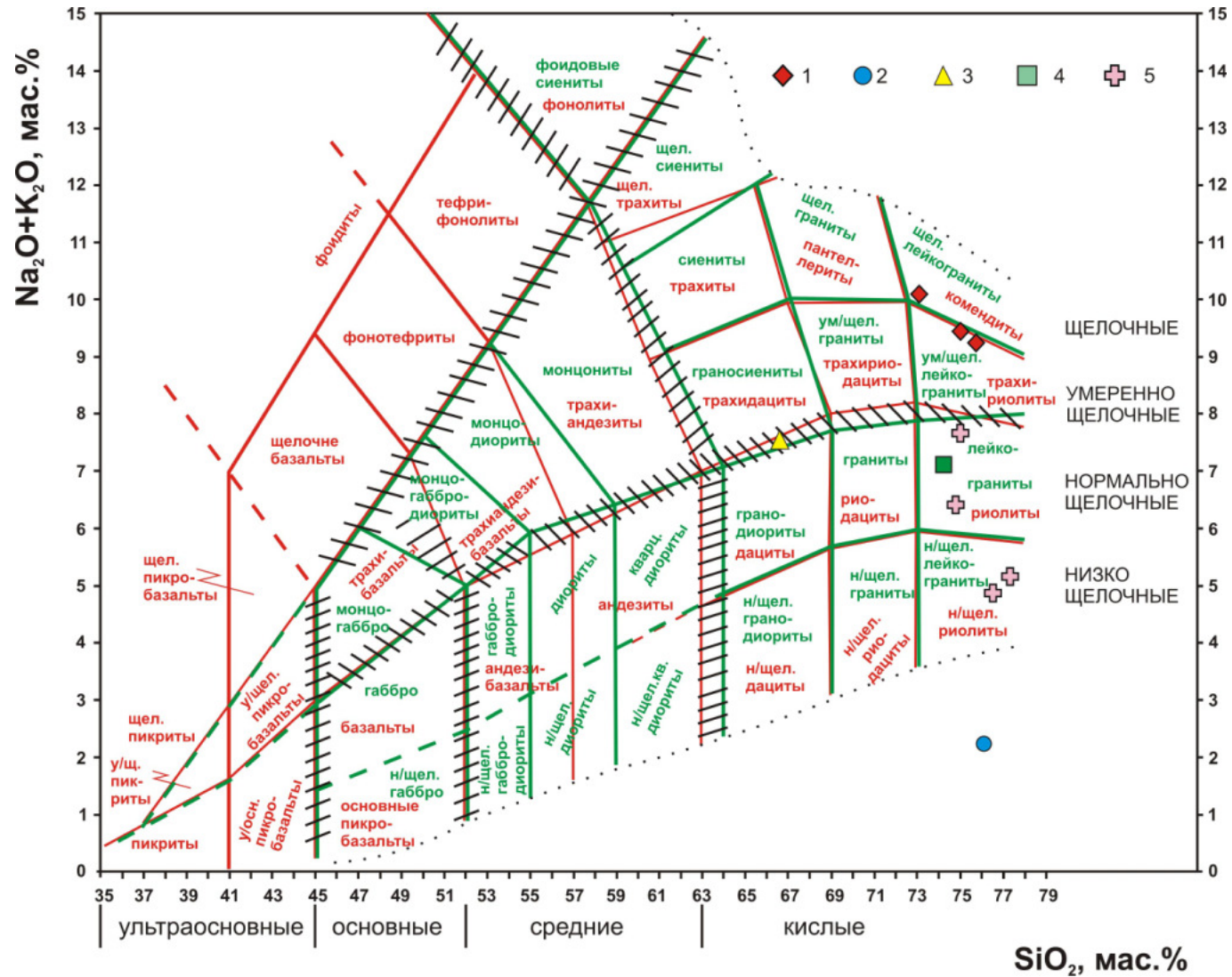


Рис. 3.31 Составы гранитов на классификационной диаграмме « SiO_2 - сумма щелочей» Границы полей групп плутонических (зеленые линии) и вулканических (красные линии) горных пород на TAS-диаграмме. Заштрихованы основные пограничные «зоны неопределенности» между группами пород. [Le Bas, M.J. et al., 1986; Шарпенюк, Л.Н. и др., 2013]. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалиносодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты.

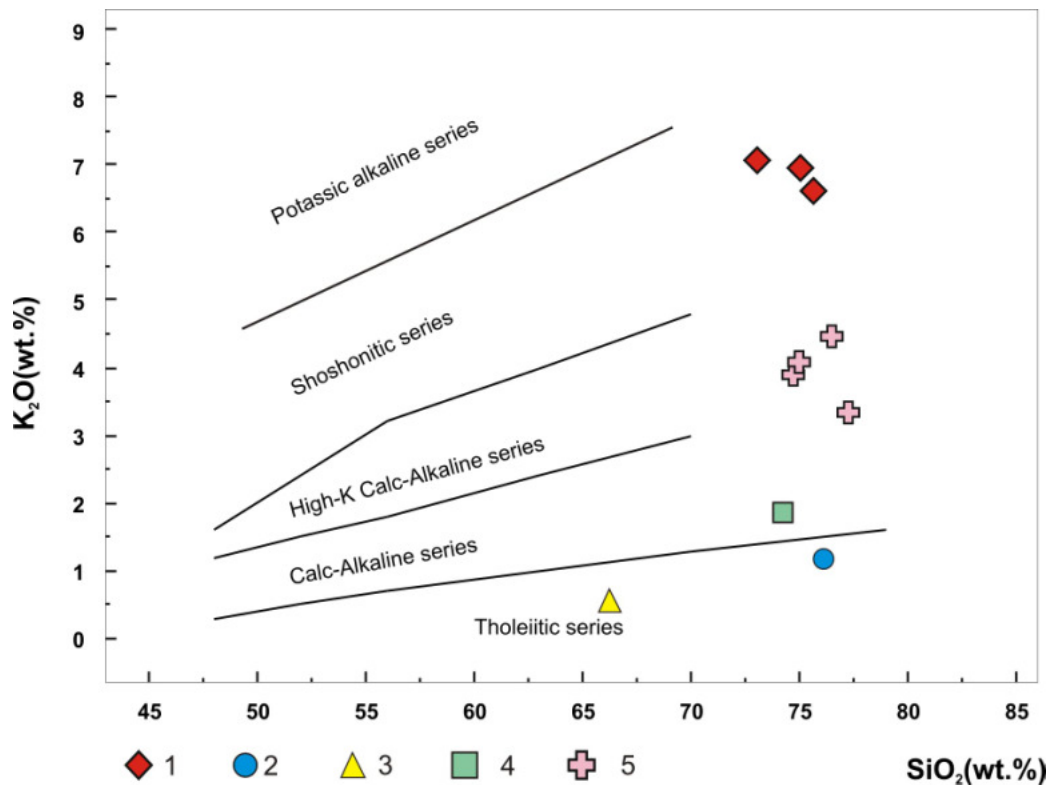


Рис. 3.32 Составы гранитов на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ » [Pecserillo and Taylor, 1976]. Серии: Potassic alkaline - высококалиевая щелочная, Shoshonitic - шошонитовая, High-K Calc-Alkaline - высококалиевая известково-щелочная, Calc-Alkaline - умереннокалиевая, Tholeiitic – толеитовая. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалинсодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты.

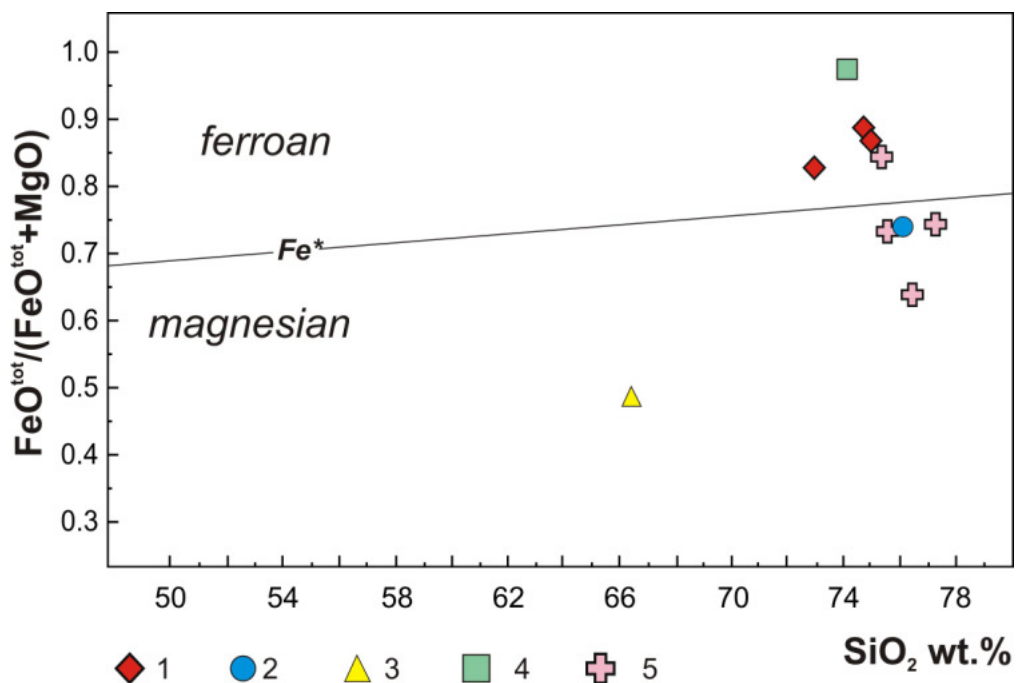


Рис. 3.33 Составы гранитов на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - (\text{FeO}^{\text{tot}}/(\text{FeO}^{\text{tot}}+\text{MgO}))$ » [Frost et al., 2001]. Ferroan – железистые, Magnesian – магниальные. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалинсодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты

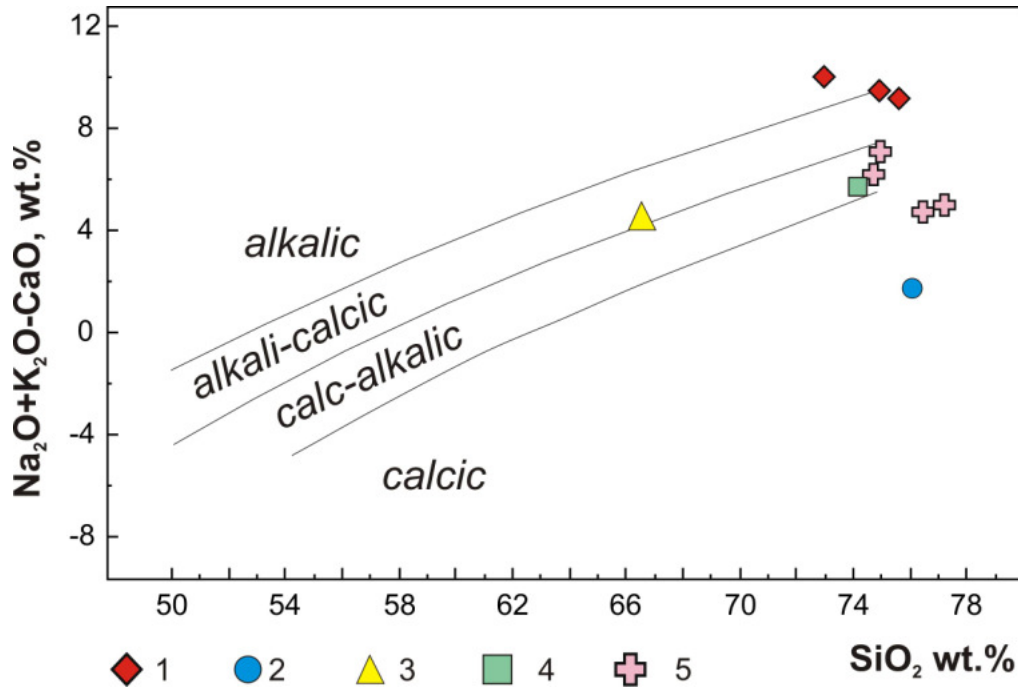


Рис. 3.34 Составы гранитов на классификационной диаграмме « $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO})$ » [Frost et al., 2001]. Alkalic - щелочные, Alkali-calcic - щелочно-известковые, Calc-alkalic - известково-щелочные, Calcic - известковые. 1 - калиевые субщелочные граниты, 2 - турмалинсодержащий гранит, 3 - альбитизированный гранит, 4 - гранатовый гранит, 5 - высокоглиноземистые граниты

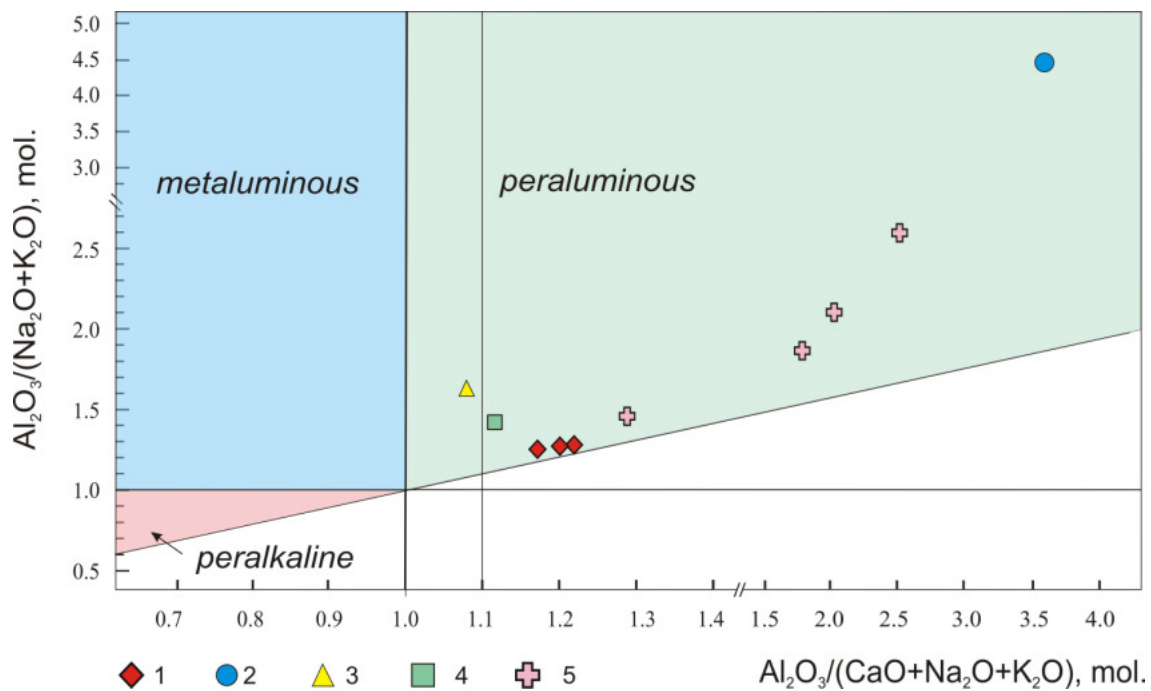


Рис. 3.35 Составы гранитов на классификационной диаграмме « $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ » [Frost et al., 2001]. Metaluminous - малоглиноземистые, peraluminous - высокоглиноземистые, peralkaline - высокощелочные (агпаитовые). Условные обозначения см. на рисунке 3.34

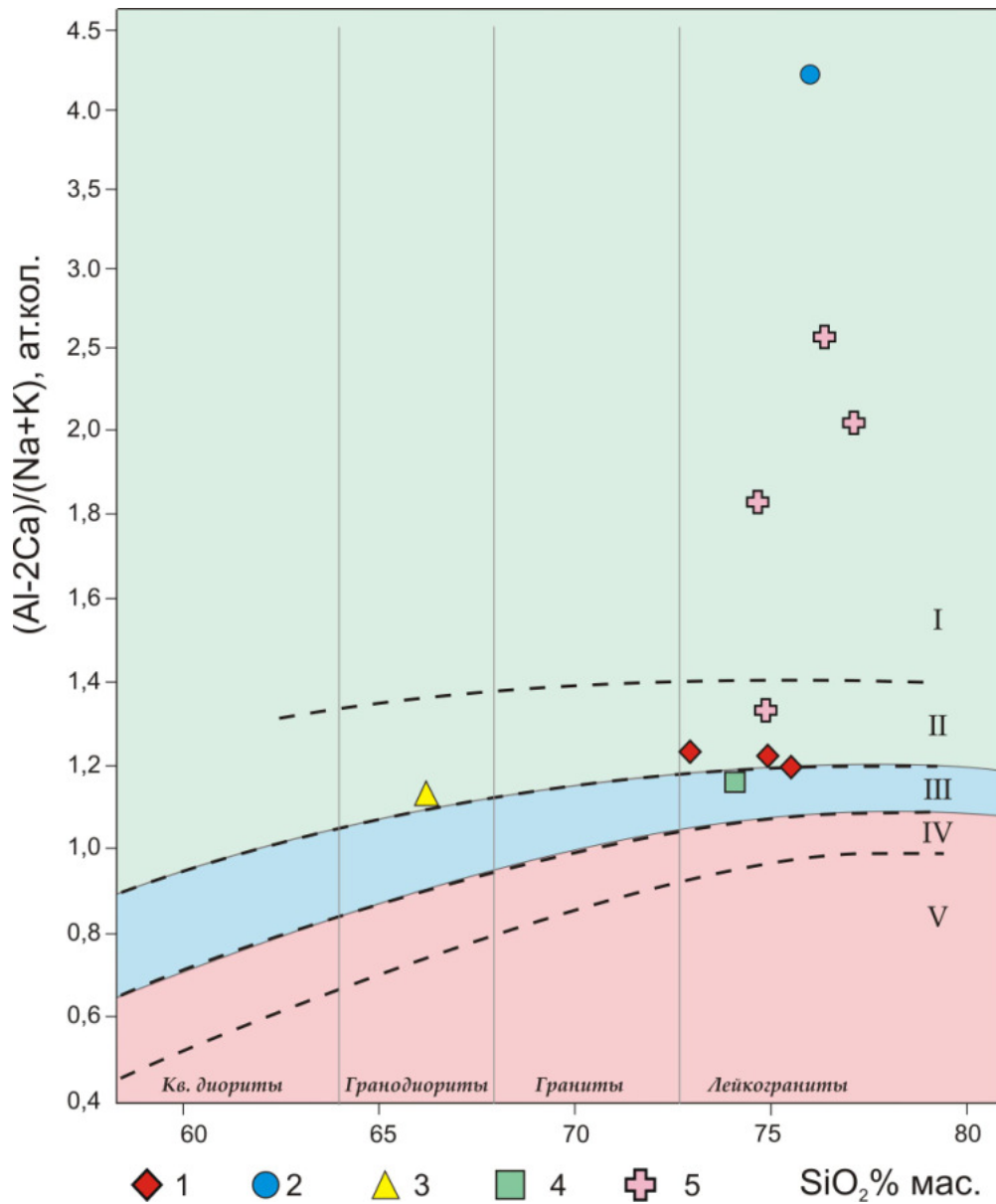


Рис. 3.36 Положение гранитов на диаграмме соотношения коэффициента глиноземистости (щелочности) и содержания кремнекислоты по Шкодзинскому [Шкодзинский, 1992]. I-V – поля гранитоидов различной глиноземистости (щелочности): I – крайневысокоглиноземистые, II – высокоглиноземистые, III – умеренноглиноземистые, IV – малоглиноземистые (субщелочные), V – щелочные. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалинсодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты

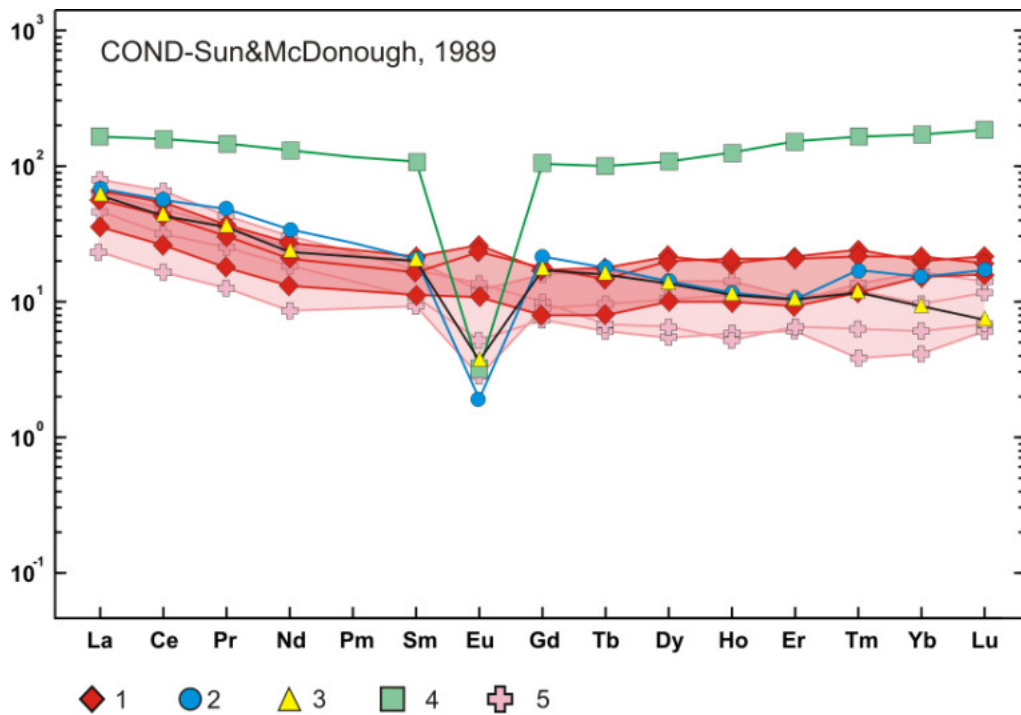


Рис. 3.37 Спектры распределения РЗЭ гранитов биробиджанского комплекса, нормированные на состав хондрита (COND) [Sun & Mc Donough, 1989]. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалиносодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты

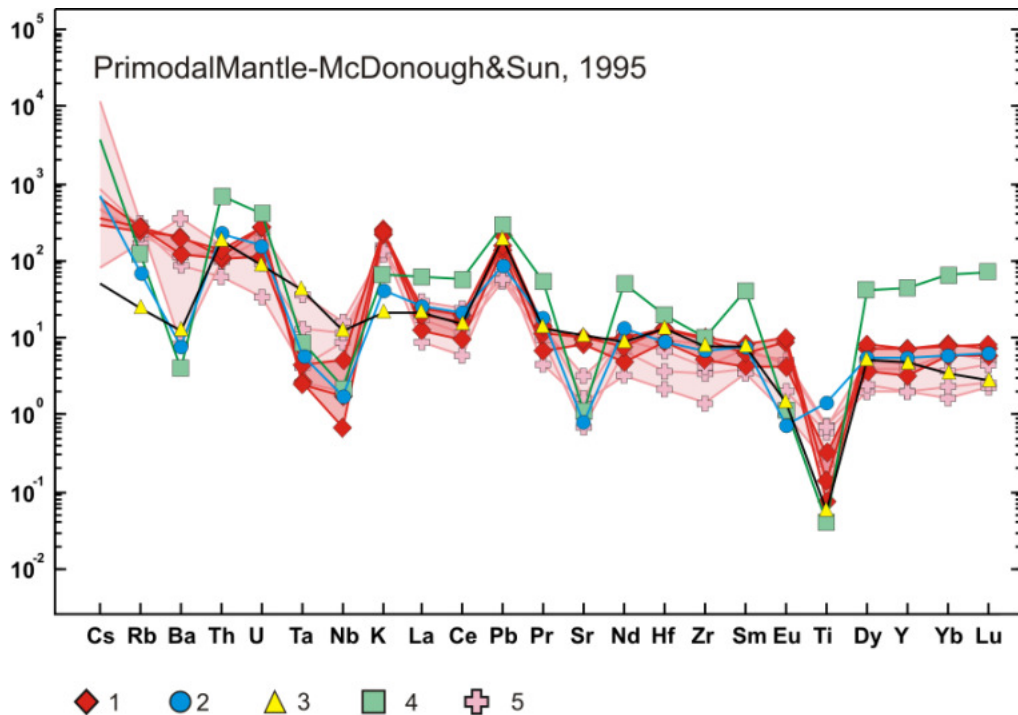


Рис. 3.38 Спектры распределения РЗЭ гранитов биробиджанского комплекса, нормированные на состав примитивной мантии (Primodal Mantle) [McDonough & Sun, 1995]. Условные обозначения см. на рисунке 3.37

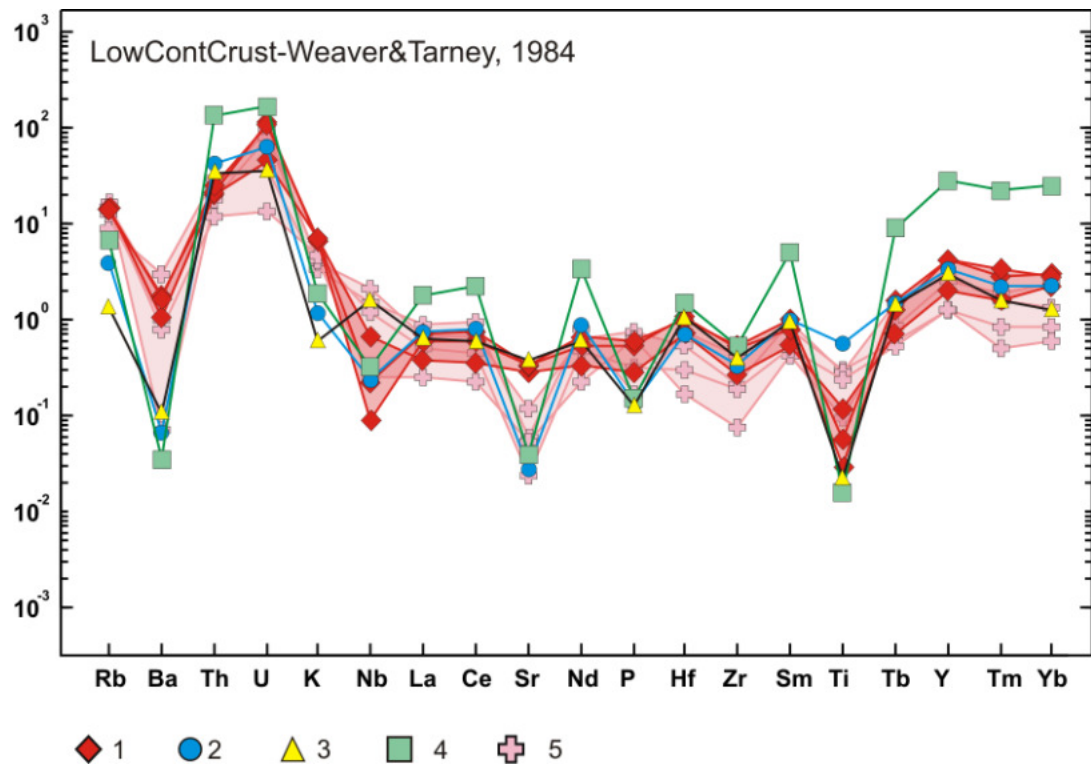


Рис. 3.39 Спектры распределения РЗЭ гранитов биробиджанского комплекса, нормированные на состав нижней континентальной коры (Low ContCrust) [Weaver and Tarney, 1984]. Условные обозначения см. на рисунке 3.37

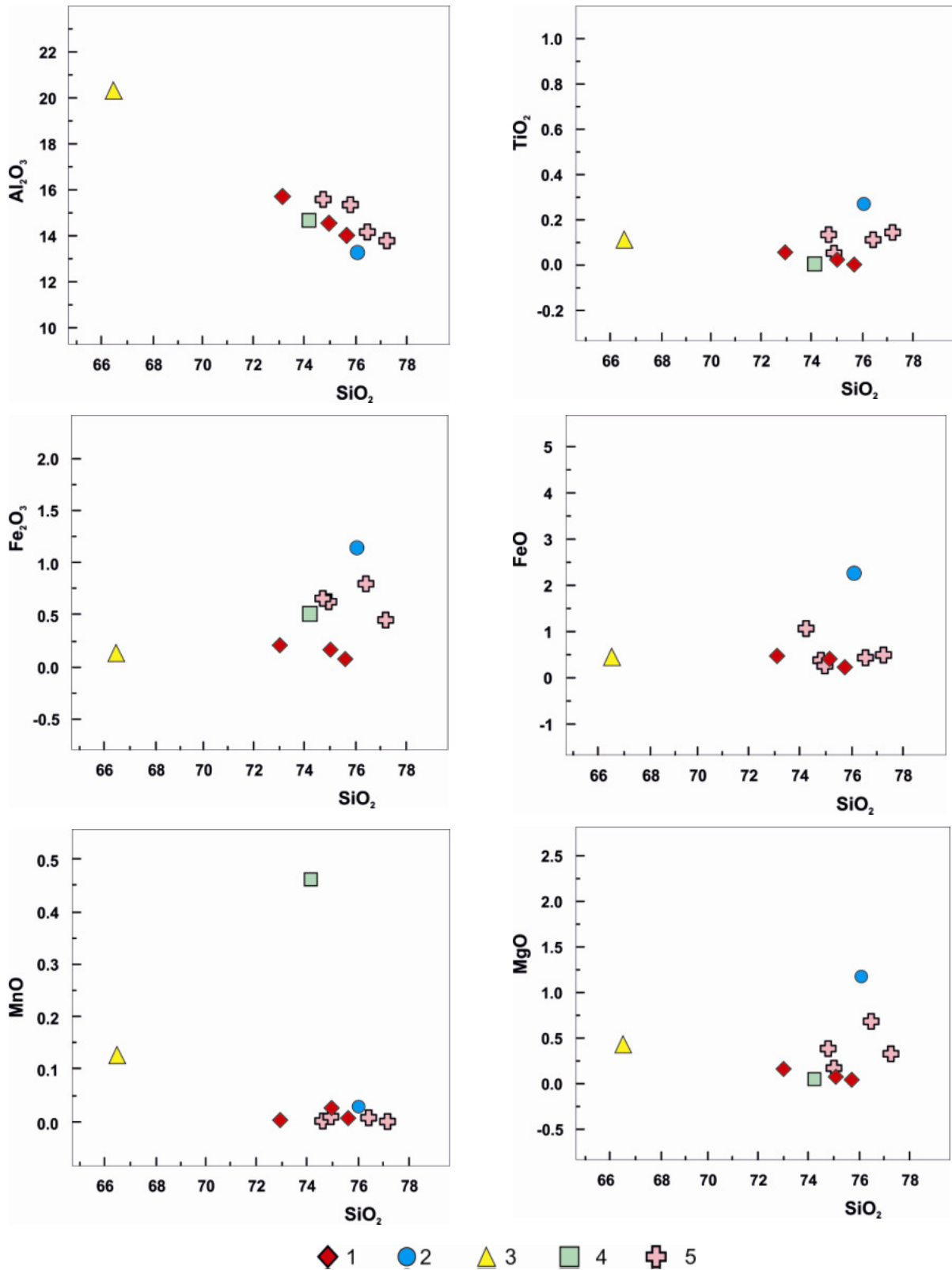


Рис. 3.40 Составы гранитов биробиджанского комплекса на диаграммах Харкера [Harker, 1909].
 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалинсодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты

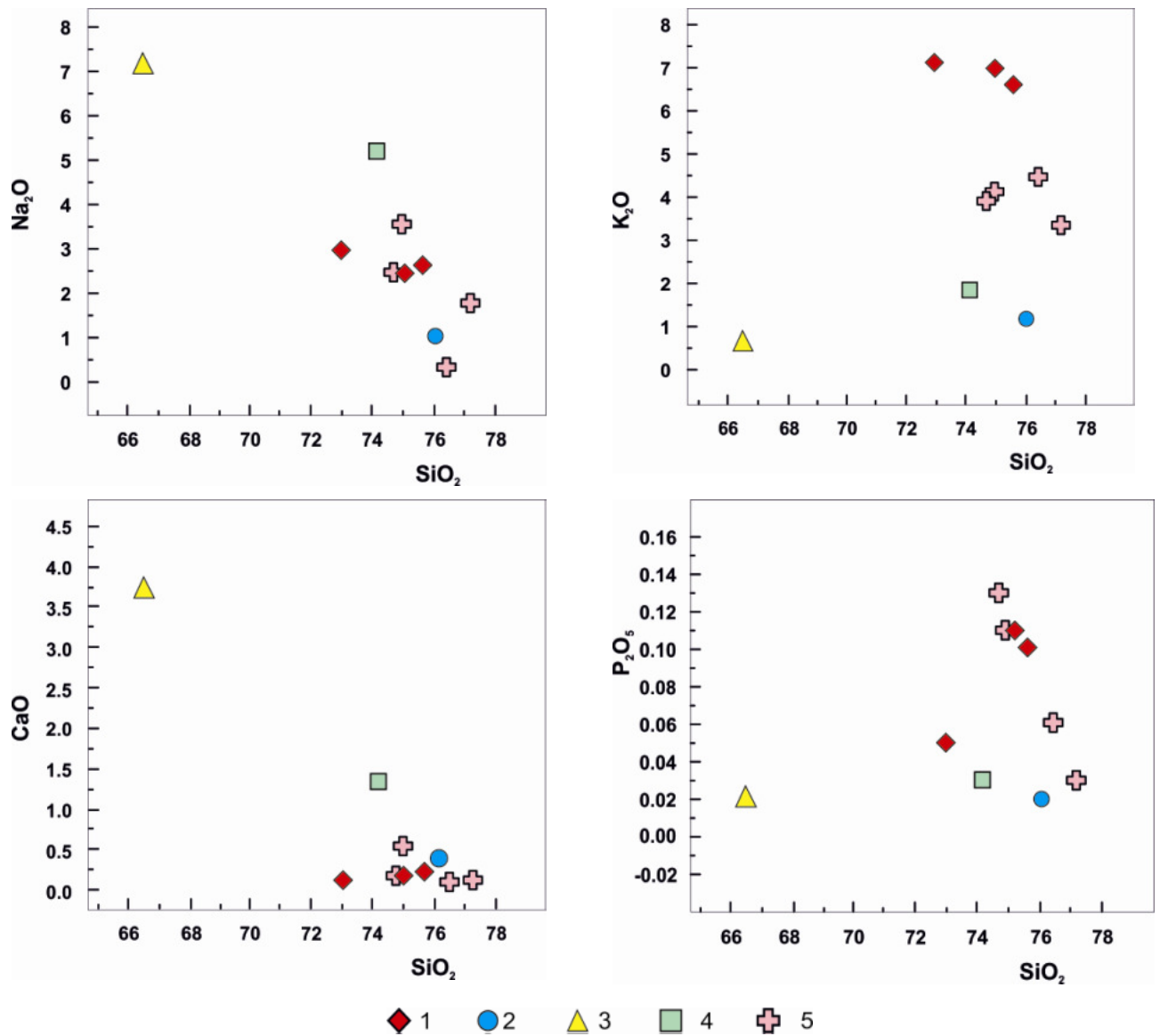


Рис. 3.41 Составы гранитов биробиджанского комплекса на диаграммах Харкера [Harker, 1909]. 1 – калиевые субщелочные граниты, 2 – турмалинсодержащий гранит, 3 – альбитизированный гранит, 4 – гранатовый гранит, 5 – высокоглиноземистые граниты.

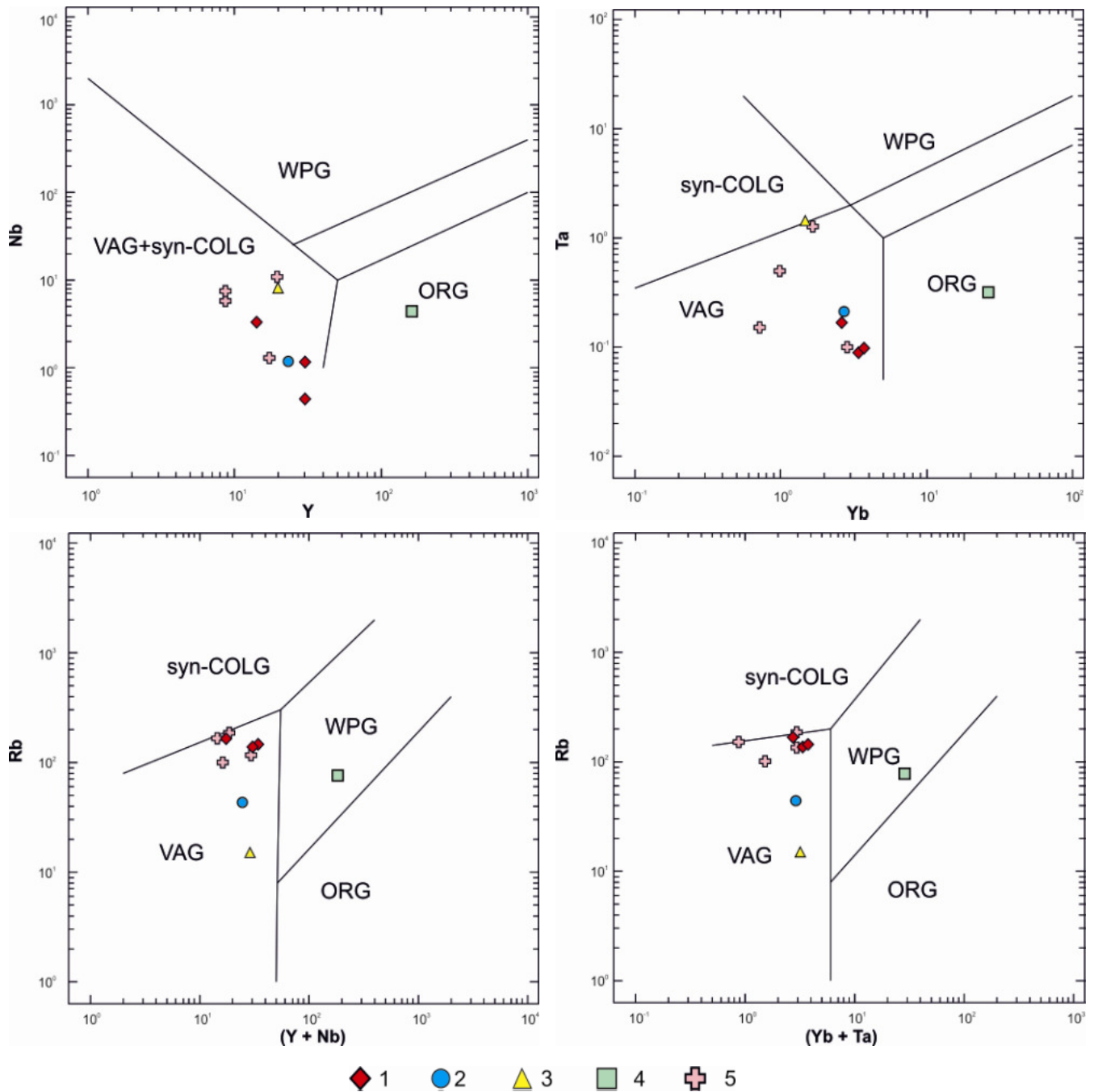


Рис. 3.42 Дискриминационные геохимические диаграммы [Pearce et al., 1984] гранитов биробиджанского комплекса. Поля гранитоидов на диаграммах: syn-COLG — коллизионных, VAG — островодужных, WPG — внутриплитных и ORG — океанских хребтов. 1 — калиевые субщелочные граниты, 2 — турмалиносодержащий гранит, 3 — альбитизированный гранит, 4 — гранатовый гранит, 5 — высокоглиноземистые граниты.

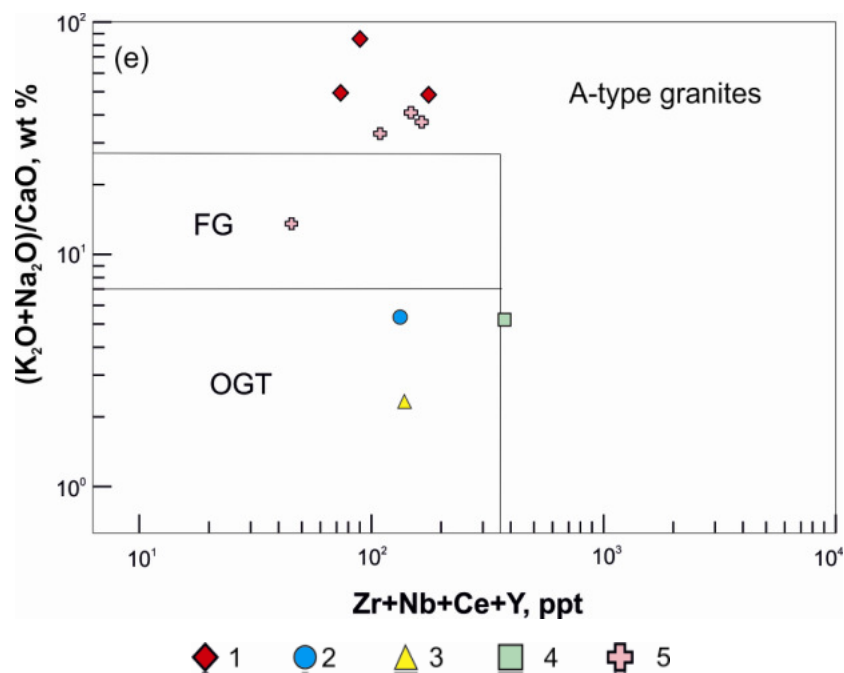


Рис. 3.43 Составы гранитов биробиджанского комплекса на петрогенетической диаграмме « $(K_2O+Na_2O)/CaO - Zr+Nb+Ce+Y$ », [Whalen et al., 1987]. A-type granites – гранитоиды А-типа, FG – фракционированные гранитоиды (высокодифференцированные), OGT – орогенные. Условные обозначения см. на рисунке 3.37

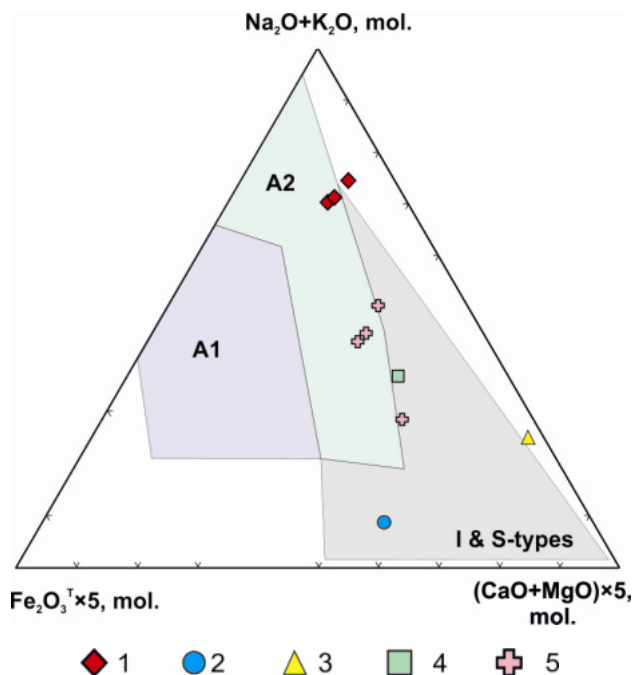


Рис. 3.44 Составы гранитов биробиджанского комплекса на петрогенетической диаграмме « $Na_2O+K_2O - Fe_2O_3^T \times 5 - (CaO+MgO) \times 5$ », [Гребенников, 2014]. A1 — поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A2 — кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов. I & S --types - I и S типы. Условные обозначения см. на рисунке 3.37

Согласно диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}} \times 5-(\text{CaO}+\text{MgO}) \times 5$, [Гребенников, 2014], разделяющей гранитоиды на (I+S) и A1, A2 типы (рис. 3.44). Почти все составы гранитов попадают на границу поля I&S типа с полем A2-типа, возникшего в результате дифференциации щелочно-базальтовых магм, обусловленных значительным контаминирующим взаимодействием мантийных расплавов с кислым материалом континентальной коры. Турмалинсодержащий гранит и альбитизированный гранит лежат в поле I&S типа.

3.3 Результаты и выводы

В результате проведенных исследований в районе месторождения Сугара установлены калиевые субщелочные граниты, которые относятся к железистым высококалиевым высокоглиноземистым щелочным и известково-щелочным гранитоидам. В их составе плагиоклаз присутствует в виде микропертитов олигоклаза (до 5%). При недостатке в составе породы кальция ($\text{CaO} < 1\%$), образование только микропертитов в калиевом полевым шпате закономерно – весь Na входит в состав КПШ и не образует плагиоклаза. Возможно, на поздней магматической стадии был подток калиевых растворов, который обусловил появление тел высококалиевого характера.

Гранатовые граниты соответствуют умереннокалиевым железистым умерено и высокоглиноземистым известково-щелочным гранитоидам. Состав граната отвечает альмандин-спессартиновому гранату, содержащему 9.7-11.8 мас.% спессартина. Альмандиновый гранат характерен для поздней, завершающей фазы гранитообразования. Неравномерное (групповое) распределение граната в породе, скорее всего, отражает теневую структуру, т.е. существование на этом участке высокоглиноземистого ксенолита, преобразованного в гранитном веществе. Петрографическое изучение породы подтверждает отсутствие наложенных метасоматических процессов.

Турмалинсодержащие граниты соответствуют низкокалиевым магнезиальным крайневысокоглиноземистым ($A/CNK = 3,59$ mol) известковистым гранитоидам. Плагиоклаз представлен альбитом, что закономерно при недостатке в составе породы кальция ($\text{CaO} < 0,45\%$). Низкое содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 2,21$ мас.%), а также отсутствие признаков наложенных процессов (грейзенизации) указывает на то, что осуществлялся очень сильный вынос катионов Ca, Na, K (кислотный вынос) еще на позднематической стадии. Образование большого количества турмалина могло происходить за счет гранитизации первичных глиноземистых субстратов.

Альбитизированные граниты - магнезиальные высокоглиноземистые щелочно-известковые гранитоиды. На классификационной диаграмме «SiO₂ – сумма щелочей» (рис. 3.31), гранит попадает в поле гранодиоритов, однако химический и петрографический состав (наличие вторичного альбита с цоизитом) указывает на наличие наложенного процесса (альбитизации), приведшего к выносу кремнезема

Судя по геохимическим данным ($A/CNK > 1.1$ mol.%), можно предположить, что обогащение гранитов биробиджанского комплекса алюминием произошло при захвате ксенолитов высокоглиноземистых сланцев хинганской серии и гнейсов амурской серии. Высокоглиноземистые ассоциации (гранат + турмалин + мусковит) могут быть связаны с кислотным (фтор-хлористым) характером флюидных систем, которые сопровождали образование гранитов. Источником хлора, на наш взгляд, являются глубинные мафические расплавы, которые привели к гранитообразованию.

ГЛАВА 4. КОРУНДЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУТАРА

4. 1 Марундиты

4.1.1 Минеральный состав марундитов

В ходе полевых работ в пределах Сутарской площади в делювиальных и аллювиальных отложениях нами отобраны образцы марундитов, а также кристаллы корундов и их обломки (рис. 4.1). Коренных проявлений марундитов и корундовых плагиоклазитов не обнаружено.

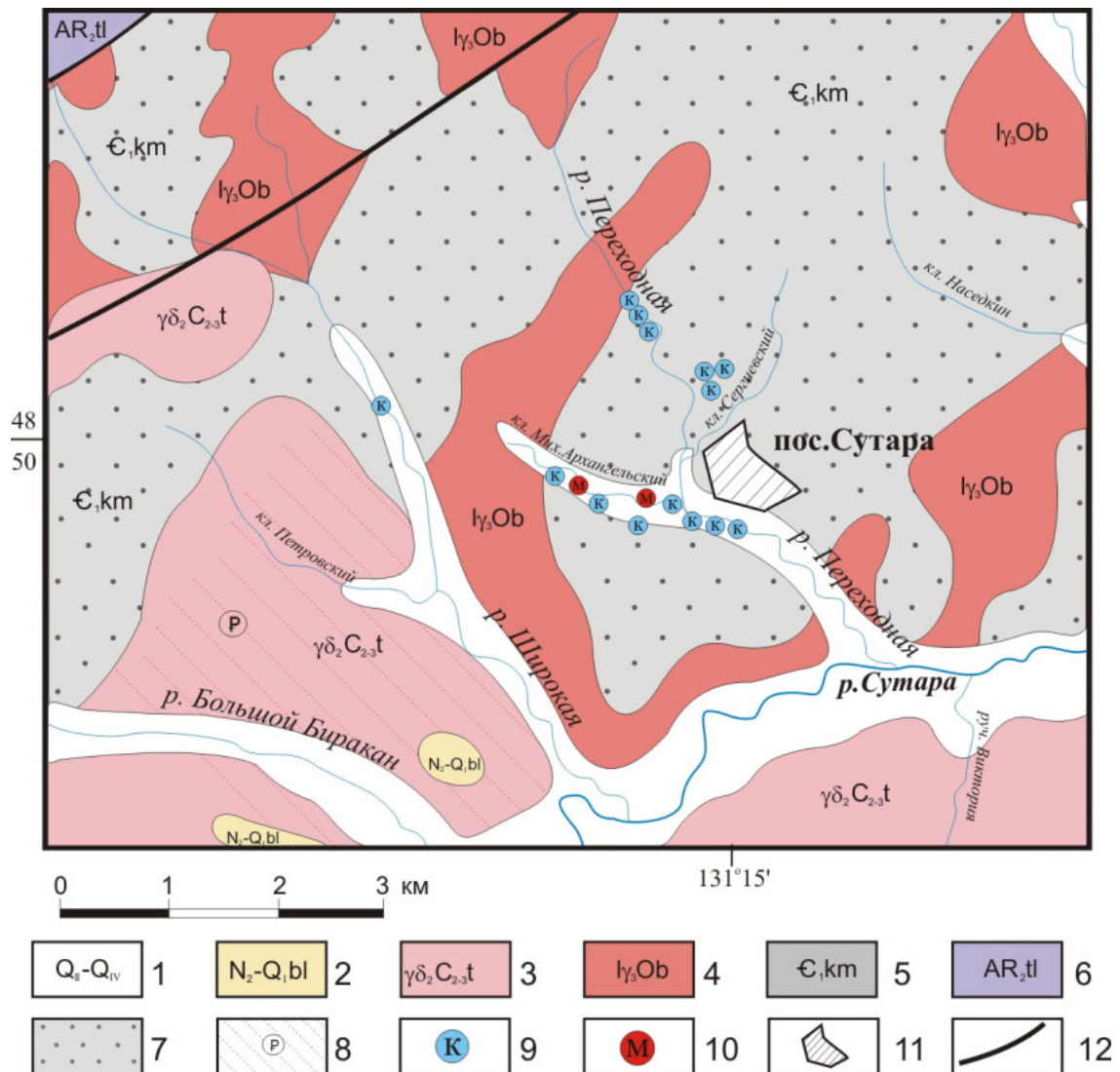


Рис. 4.1 Геологическая карта района исследований на основе Государственной геологической карты с изменениями и дополнениями [по А.Ф. Васькин, 1999 г., М.Г. Золотов, 1959]

1 - неоплейстоценовые аллювиальные пески, галечники, глины; 2 - плиоцен-неоплейстоценовые пески, глины; 3 - средне-позднекарбоновые гранодиориты, граниты; 4 - ордовикские лейкограниты двуслюдяные турмалинсодержащие; 5 - раннекембрийские алевролиты, глинистые сланцы, часто углеродистые, известняки; 6 - позднеархейские плагиогнейсы, гнейсы двуслюдяные и биотитовые; 7 - контактовые роговики; 8 - кора выветривания; 9 - корунд в шлихах, аллювии и делювии; 10 - находки марундитов; 11 - поселок Сутара, 12 - тектонические нарушения.

По минеральному составу мною выделено два типа (разновидности) марундитов: светлые, отличительной особенностью которых являются кристаллобласти корунда размером до 6 см, с хорошо заметной цветовой зональностью (синие и белые зоны); и темные, в которых корунд представлен непрозрачными серыми, голубовато-серыми и чёрными кристаллами (рис. 4.2). Химический состав марундитов представлен в таблице 4.1.

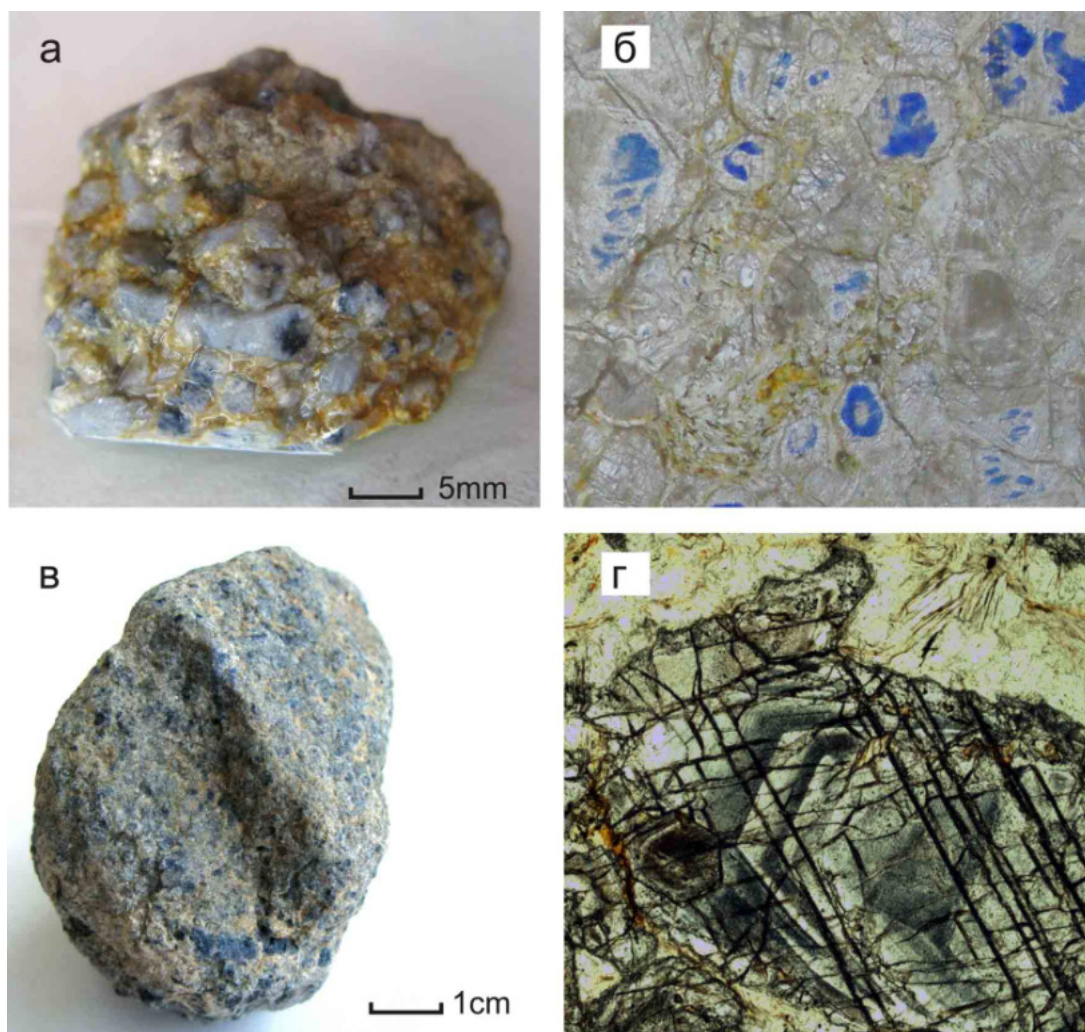


Рис.4.2 Разновидности марундитов золоторудного месторождения Сутара. а – образец БС-292 светлого марундита (с синими корундами), б – пластина светлого марундита (с белыми и синими корундами), в – образец БС-293 темного марундита (с серыми корундами), г – пластина темного марундита (с серыми корундами).

Химический состав марундитов

Порода Образец	Светлый марундит	Темный марундит
	БС-292	БС-293
Главные элементы (мас.%)		
SiO ₂	16,15	12,52
TiO ₂	0,29	0,25
Al ₂ O ₃	72,17	80,05
Fe ₂ O ₃ _tot	0,93	0,82
MnO	0,02	0,01
MgO	1,38	1,41
CaO	3,51	1,99
Na ₂ O	0,77	0,39
K ₂ O	0,32	0,54
P ₂ O ₅	0,57	0,08
H ₂ O- ппп	0,36 3,27	0,05 2,36
Total	99,74	100,47
Элементы-примеси (г/г)		
Be	4,33	20,64
V	28,45	19,09
Cr	2,4	0,96
Co	1,41	0,78
Ni	5,82	<ПО
Cu	4,72	12,36
Zn	43,3	18,4
Ga	31,54	93,9
Rb	5,73	15,5
Sr	301,4	206,4
Zr	111	545,2
Nb	44,78	94,79
Mo	0,08	<ПО
Cd	0,06	0,22
Sn	244,2	19,74
Cs	0,18	0,97
Ba	97,49	295
Hf	4,68	22,12
Ta	5,15	34,04
W	118,2	19,74
Pb	9,88	8,08
Th	6,91	38,77
U	3,2	213,9

Химический состав марундитов

Порода Образец	Светлый марундит	Темный марундит
	БС-292	БС-293
РЗЭ (г/т)		
Sc	28,47	59,8
Y	115,9	18,76
La	8,96	5,49
Ce	26,02	10,43
Pr	4,36	1,17
Nd	22,81	3,8
Sm	8,58	1,21
Eu	0,49	0,26
Gd	15	1,76
Tb	2,83	0,36
Dy	18,91	3,3
Ho	3,58	0,7
Er	10,89	2,94
Tm	2,02	0,7
Yb	12,04	6,33
Lu	1,92	1,21
Σ REE	282,78	118,22

Примечание: <ПО – меньше предела обнаружения. Определение содержания H₂O, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Определение содержания главных элементов выполнено методом ИСП АЭС. Определение содержания элементов-примесей и редкоземельных элементов выполнено методом ИСП-МС, ЦКП (ПЦЛЭИА) ДВГИ ДВО РАН.

Корунды из марундитов обоих типов представлены дипирамидальными и ромбоэдрическими кристаллами, типичными для марундитов и корундовых плагиоклазитов (рис. 4.3). Оба типа содержат от 70 до 90% корунда, но различаются по минеральному составу.

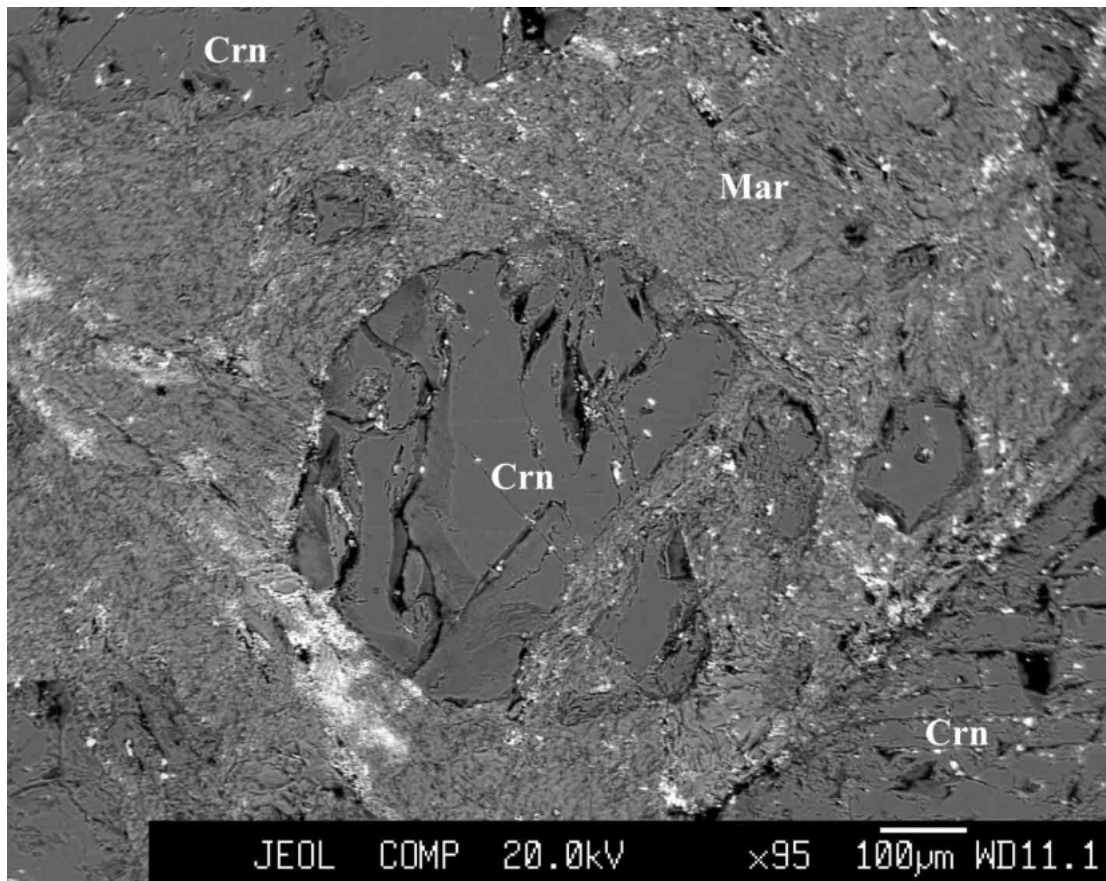


Рис. 4.3 Светлый марундит (I тип). Образец BC-292. Mar - маргарит, Crn - корунд.

Марундиты первого типа (образец BC-292), кроме корунда, содержат маргарит, диаспор, вермикулит, апатит, рутил, заполняющие промежутки между кристаллами корунда (рис. 4.4). В корундах обнаружены маргарит и ксенотим (рис.4.5). Минеральный состав марундита представлен в таблице 4.2.

Для определения минеральных включений в корундах из марундитов был применен метод Рамановской спектроскопии. В результате установлено, что корунды из марундитов первого типа кроме маргарита и ксенотима, содержат также плагиоклаз, рутил, апатит, мусковит и бёмит (рис 4.6, 4.7).

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 4.2), минералы марундита I типа (образец BC-292) имеют следующие формулы:

Монацит - $(\text{Ce}_{0.51}, \text{Ca}_{0.11}, \text{La}_{0.16}, \text{Nd}_{0.24}, \text{Sm}_{0.04}, \text{Gd}_{0.02}, \text{Th}_{0.01}) [\text{P}_{0.96}\text{O}_4]$.

Ксенотим - $(\text{Y}_{0.76}, \text{Si}_{0.05}, \text{Dy}_{0.05}, \text{Yb}_{0.05}, \text{Er}_{0.04}, \text{Gd}_{0.03}, \text{Ho}_{0.01}, \text{U}_{0.01}) [\text{P}_{1.01}\text{O}_4]$

Таблица 4.2

Представительные составы минералов марундита I типа. Образец БС-292

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Element										
F (weight)	-	-	-	4,77	-	-	-	-	-	-
SiO ₂	-	1,41	1,47	-	-	-	0,35	37,38	26,91	0,65
TiO ₂	0,5	-	-	-	-	-	98	-	-	-
Al ₂ O ₃	99,61	-	-	-	-	-	0,43	48,59	23,67	83,13
FeO	-	-	-	-	-	-	0,5	0,35	10,28	-
MgO	-	-	-	-	-	-	-	0,66	24,58	-
CaO	-	-	-	55,24	-	2,26	-	7,25	-	-
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	3,92	-	-
K ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,41	-	-
P ₂ O ₅	-	35,42	31,1	44,64	36,71	24,37	-	-	-	-
Cr ₂ O ₃	-	-	0,49	-	-	-	-	-	-	-
ZrO ₂	-	-	2,14	-	2,13	-	-	-	-	-
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,6	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	42,4	39,5	-	44,43	-	-	-	-	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	9,44	-	-	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	29,75	-	-	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	14,38	-	-	-	-
Sm ₂ O ₃	-	-	0,59	-	-	2,75	-	-	-	-
Gd ₂ O ₃	-	2,44	2,08	-	2,15	1,33	-	-	-	-
Dy ₂ O ₃	-	5,04	4,16	-	4,54	-	-	-	-	-
Ho ₂ O ₃	-	0,95	-	-	-	-	-	-	-	-
Er ₂ O ₃	-	4,19	3,84	-	4,47	-	-	-	-	-
Yb ₂ O ₃	-	4,99	4,5	-	5,7	-	-	-	-	-
ThO ₂	-	-	0,86	-	-	1,19	-	-	-	-
UO ₂	-	1,58	-	-	-	-	-	-	-	-
Total	100,12	98,41	90,74	99,87	100,13	85,47	99,48	98,57	85,43	83,77

Примечание: оксиды даны в мас.%, фтор - в вес. %, "-" элемент отсутствует. 1 – корунд, 2 – ксенотим, 3 – ксенотим в корунде, 4 – апатит, 5 – ксенотим в апатите, 6 – монацит в апатите, 7 – рутил, 8 – маргарит, 9 – вермикулит, 10 – диаспор, ЖХА 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Апатит - $\text{Ca}_{4.82}[\text{P}_{3.07}\text{O}_{12}](\text{F}, \text{OH})$

Рутил - $(\text{Ti}_{0.98}, \text{Al}_{0.007}, \text{Fe}_{0.006}, \text{V}_{0.006}, \text{Si}_{0.005}) \text{O}_2$

Маргарит - $(\text{Ca}_{0.49}, \text{Na}_{0.48}, \text{K}_{0.03}) (\text{Al}_{1.98}, \text{Mg}_{0.06}, \text{Fe}_{0.02}) [\text{Al}_{1.64}\text{Si}_{2.36}\text{O}_{10}][\text{OH}]_2$

Вермикулит - $(\text{Mg}_{2.86}, \text{Fe}_{0.67}) [(\text{Al}_{2.18}, \text{Si}_{2.10}) \text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

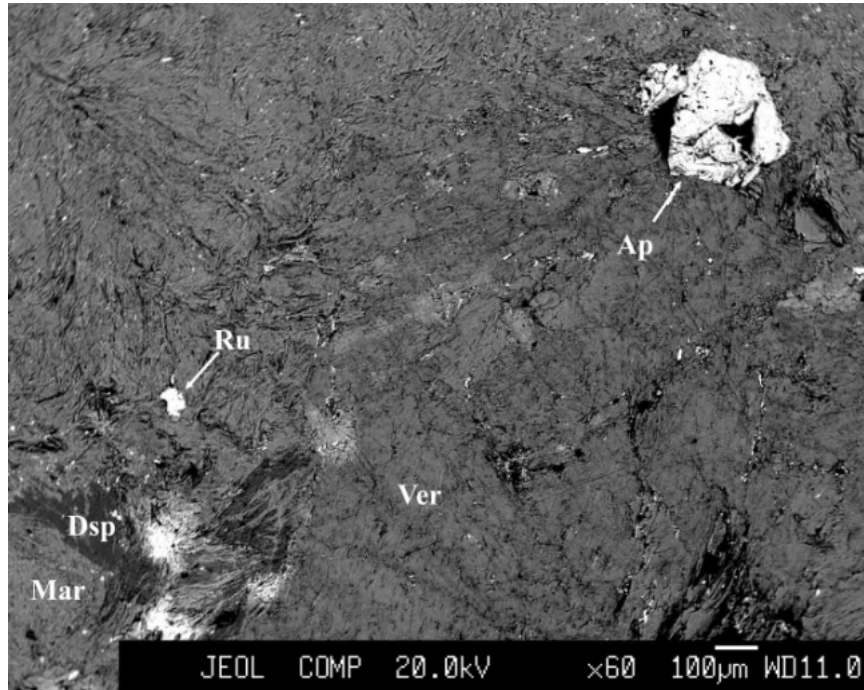


Рис. 4.4 Взаимоотношения минералов в марундите (I тип). Образец БС-292. Маргарит (Mar), диаспор (Dsp), вермикулит (Ver), рутил (Ru), апатит (Ap).

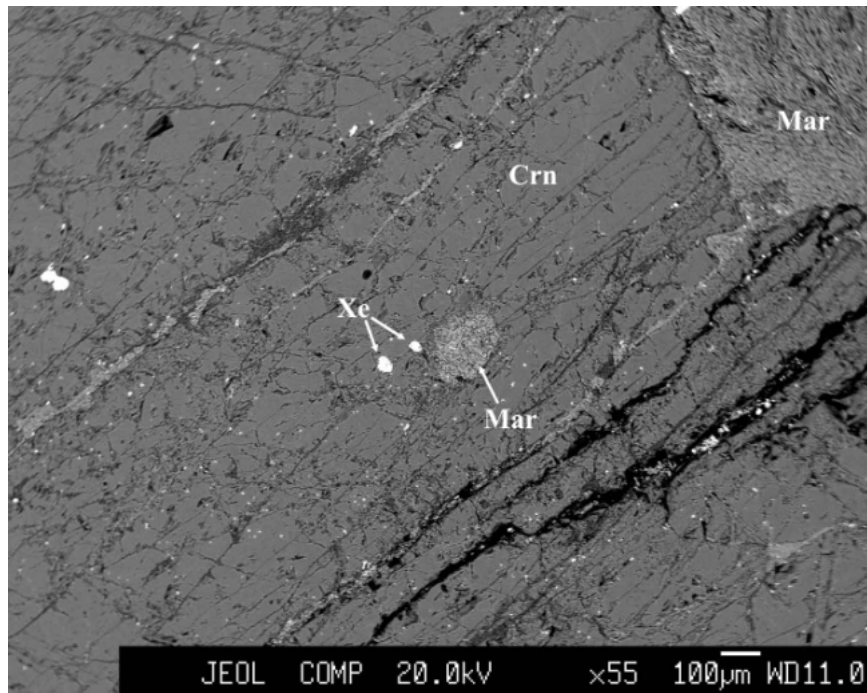


Рис.4.5 Взаимоотношения минералов в корунде (I тип). Образец БС-292. Корунд (Crn), маргарит (Mar), ксенотим (Xe).

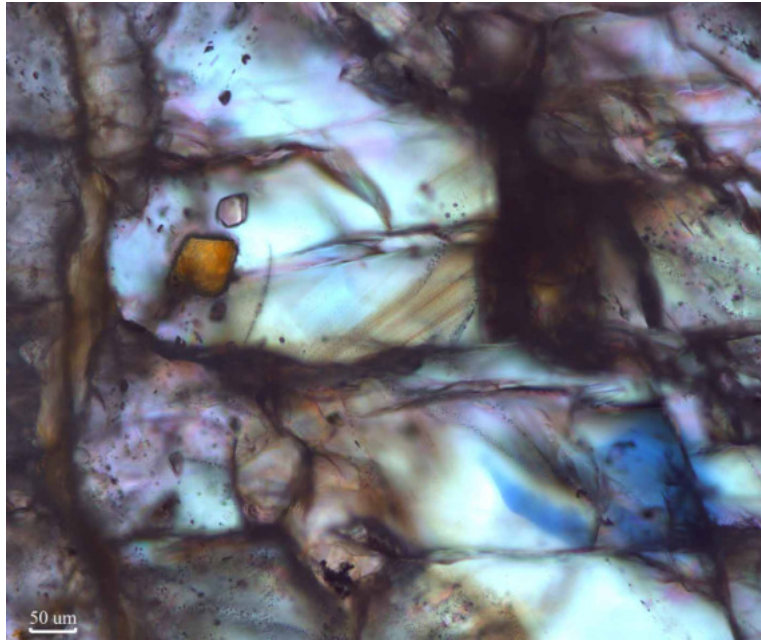


Рис. 4.6 Слюда (оранж.) и плагиоклаз (бесцветн.) в корунде (I тип). Образец БС-292.

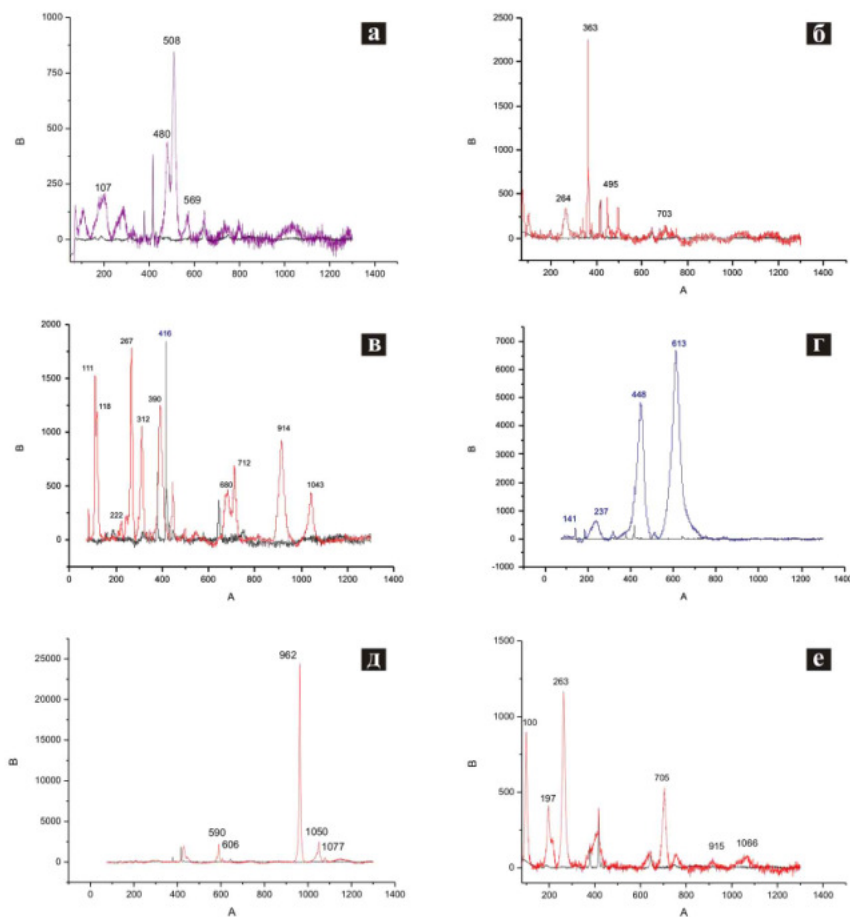


Рис. 4.7 Минеральные включения в корундах из марундита (I тип). Образец БС-292. а – плагиоклаз, б – бёмит, в – маргарит, г – рутил, д – апатит, е – мусковит. Качественный анализ выполнен методом Рамановской спектроскопии на Рамановском спектроанализаторе Horiba LABRAM HR 800 с Ar лазером фирмы Melles Girot в ИГиМ СО РАН, аналитик С.Ю.Культенко.

В марундитах второго типа (образец БС-293), кроме корунда, маргарита, вермикулита и рутила, встречаются мусковит, многочисленные зерна циркона, редкие - биотита, браннерита (рис. 4.8, табл. 4.3). В корундах установлены включения маргарита, рутила, пирротина, ильменита, шпинели, плагиоклаза (рис. 4.9, 4.10, табл. 4.4).

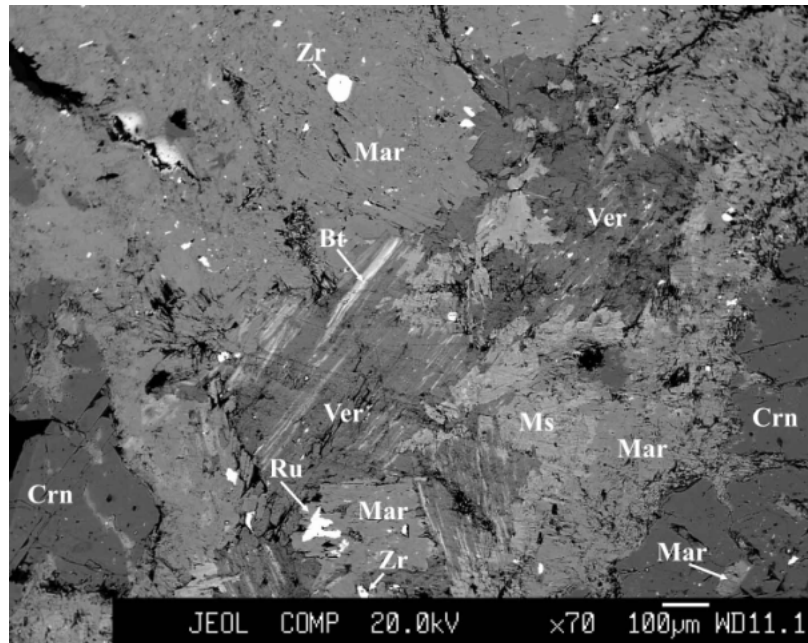


Рис.4.8. Взаимоотношения минералов в марундите (II тип). Образец БС-293. Корунд (Crn), маргарит (Mar), вермикулит (Ver), мусковит (Ms), биотит (Bt), рутил (Ru), циркон (Zr).

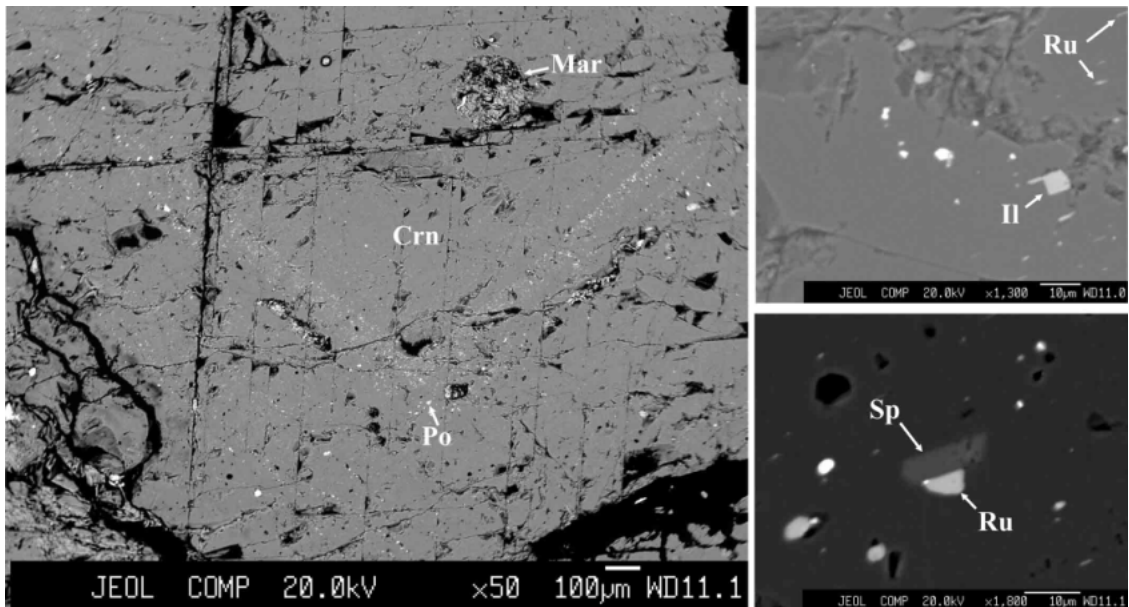


Рис. 4.9 Взаимоотношения минералов в корунде из марундита (II тип). Образец БС-293. Корунд (Crn), маргарит (Mar), пирротин (Po), ильменит (Il), рутил (Ru), шпинель (Sp).

Представительные составы минералов марундита II типа. Образец БС-293

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Element									
SiO ₂	-	31,22	26,8	47,53	35	31,31	-	8,1	0,56
TiO ₂	-	-	-	0,29	1,04		100,31	-	33,98
Al ₂ O ₃	98,3	49,09	25,3	35,74	22,72	-	-	1,37	2,31
FeO	0,93		8,09	0,81	8,12	-	-	-	0,58
MgO	-	0,49	25,4	2,24	17,2	-	-	-	-
CaO	-	10,56	-	-	-	-	-	1,83	1,02
Na ₂ O	-	2,09	-	0,58	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	11,63	10,1	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	24,32	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	65,98	-	-	-
Sc ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	0,53	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	1,19
NbO ₂	-	-	-	-	-	-	0,67	-	1,27
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	18,18	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	29,18	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	4,32	-
Hf O ₂	-	-	-	-	-	2,03	-	-	-
PbO	-	-	-	-	-	-	-	-	1,79
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	12,39	-
UO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	45,49
Total	99,23	93,45	85,6	98,83	94,18	99,32	101,52	99,69	88,17

Примечание: оксиды даны в мас.%. 1 – корунд, 2 – маргарит, 3 – вермикулит, 4 – мусковит, 5 – биотит, 6 – циркон, 7 – рутил, 8 – монацит, 9 – браннерит, JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 4.3), минералы марундита II типа (образец БС-293) имеют следующие формулы:

Маргарит - $(Ca_{0.76}, Na_{0.27}) (Al_{1.99}, Mg_{0.05}) [Al_{1.90}Si_{2.10}O_{10}] [OH]_2$

Вермикулит - $(Mg_{2.86}, Fe_{0.46}) [(Al_{2.26}, Si_{2.03}) O_{10}] (OH)_2 \cdot 4H_2O$

Мусковит - $(K_{0.96}, Na_{0.07}) (Al_{1.76}, Mg_{0.21}, Fe_{0.04}, Ti_{0.01}) [Al_{0.94}Si_{3.06}O_{10}] (OH)_2$

Биотит - $K_{0.94} (Mg_{1.87}, Fe_{0.50}, Ti_{0.06}) [Al_{1.96}Si_{2.56}O_{10}] (OH)_2$

Циркон - $(Zr_{1.00}, Hf_{0.02}) Si_{0.98}O_4$

Рутил - $(\text{Ti}_{0.99}, \text{Sc}_{0.006}, \text{Nb}_{0.004}) \text{O}_2$

Монацит - $(\text{Ce}_{0.39}, \text{La}_{0.25}, \text{Th}_{0.10}, \text{Nb}_{0.07}, \text{Al}_{0.06}, \text{Ca}_{0.07}, \text{Si}_{0.30}) [\text{P}_{0.76}\text{O}_4]$

Браннерит - $(\text{U}_{0.75}, \text{Nb}_{0.04}, \text{Y}_{0.05}, \text{Pb}_{0.04}, \text{Ca}_{0.08}, \text{Si}_{0.04}) (\text{Ti}_{1.89}, \text{Fe}_{0.04}, \text{Al}_{0.20}) \text{O}_6$

Таблица 4.4

Представительные составы минеральных включений в корундах из марундита II типа.

Образец БС-293

№ п.п.	1	2	3	4	5
Element					
SiO ₂	-	36	0,56	-	-
TiO ₂	-	0,74	87,47	52,5	-
Al ₂ O ₃	98,46	42,9	1,59	0,38	68,3
FeO	0,37	-	1,7	44,7	13,3
MnO	-	-	-	1	-
MgO	-	-	-	-	10,1
CaO	-	11,9	-	-	-
Na ₂ O	-	2,05	-	-	-
K ₂ O	-	0,21	-	-	-
Sc ₂ O ₃	-	-	0,43	-	-
V ₂ O ₅	-	-	0,75	-	-
ZnO	-	-	-	-	0,6
NbO ₂	-	-	3,93	-	-
SnO	-	-	3,42	-	-
Total	98,84	93,91	99,85	98,5	92,29

Примечание: оксиды даны в мас.%. 1 – корунд, 2 – маргарит, 3 – рутил, 4 – ильменит, 5 – шпинель, JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Согласно рентгеноспектральному анализу (таблица 4.4), минеральные включения в корундах из марундита II типа (образец БС-293) имеют следующие формулы:

Маргарит - $(\text{Ca}_{0.86}, \text{Na}_{0.26}, \text{K}_{0.02}) \text{Al}_{1.81} [\text{Al}_{1.58} \text{Si}_{2.42} \text{O}_{10}] [\text{OH}]_2$

Рутил - $(\text{Ti}_{0.91}, \text{Al}_{0.03}, \text{Fe}_{0.02}, \text{V}_{0.01}, \text{Si}_{0.01}, \text{Sc}_{0.005}, \text{Sn}_{0.002}) \text{O}_2$

Ильменит - $\text{Fe}_{0.78} \text{Ti}_{0.91} \text{Mn}_{0.02} \text{Al}_{0.01} \text{O}_3$

Шпинель - $(\text{Mg}_{0.41}, \text{Fe}_{0.30}, \text{Zn}_{0.01}) \text{Al}_{2.18} \text{O}_4$

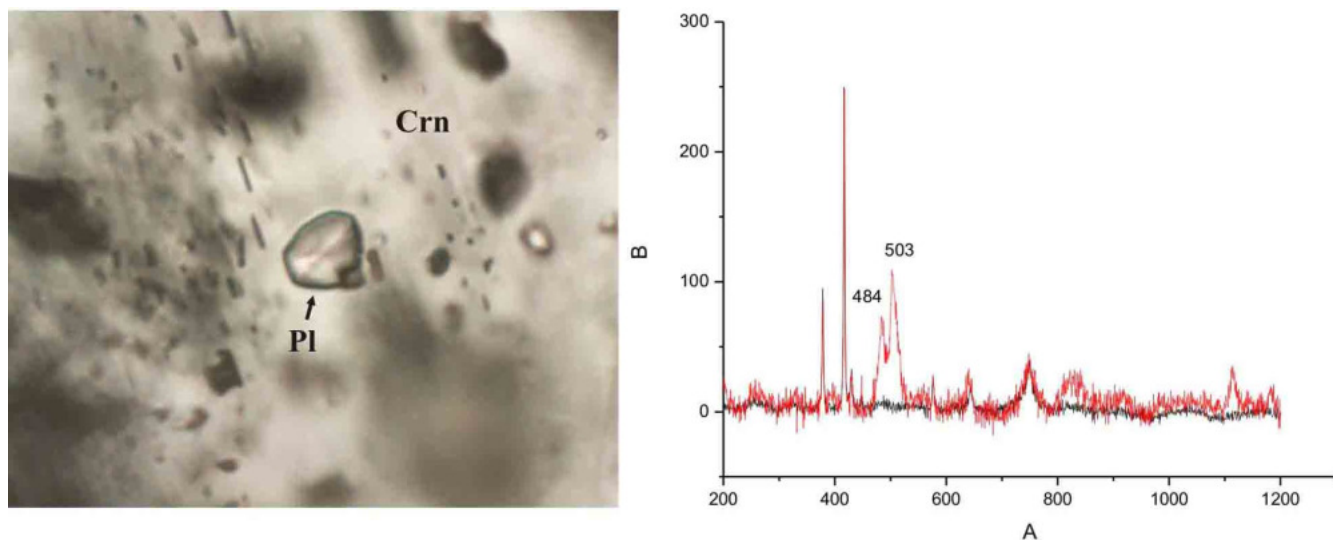


Рис. 4.10. Включение плагиоклаза (Pl) и структуры распада рутила в корунде (Crn) из марундита второго типа. Образец БС-293. Качественный анализ выполнен методом Рамановской спектроскопии на Рамановском спектроанализаторе Horiba LABRAM HR 800 с Ar лазером фирмы Melles Girot в ИГиМСО РАН, аналитик С.Ю.Культенко.

Для уточнения состава плагиоклаза в корунде из марундита, образцы были проанализированы на четырехканальном микроанализаторе JXA 8100 (ДВГИ ДВО РАН) (рис.4.11). В результате установлено, что полевые шпаты имеют андезиновый состав: Al_2O_3 - 27,29%, SiO_2 - 55,9%, Na_2O - 6,9%, CaO - 8,67%, сумма 98,75%.

Андезин - $(\text{Ca}_{0.42}, \text{Na}_{0.61}) \text{Al}_{1.00} (\text{Al}_{0.46} \text{Si}_{2.54}) \text{O}_8$

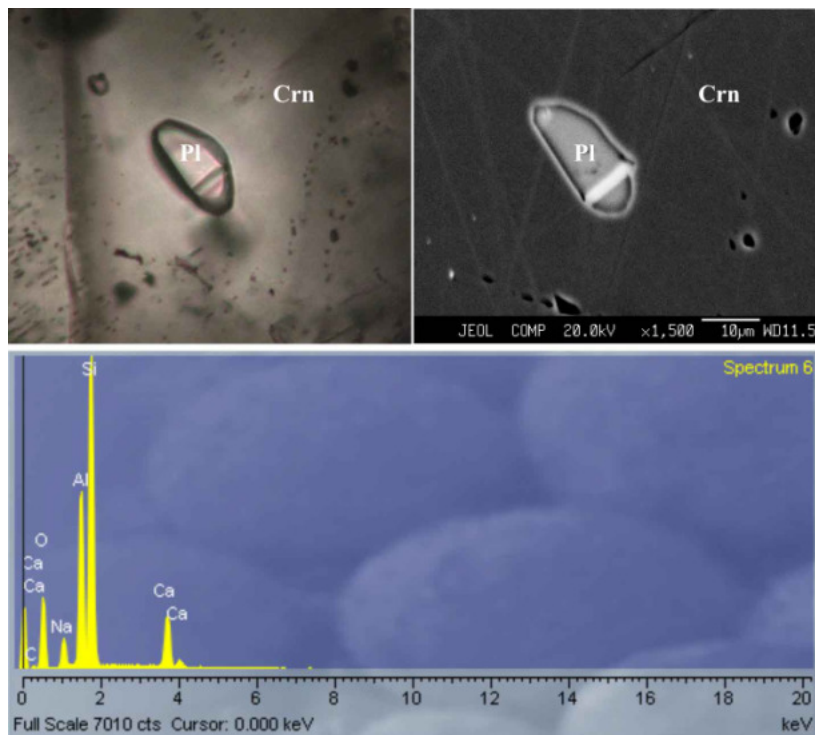


Рис.4.11. Состав плагиоклаза в корунде из марундита (II тип). Образец БС-293. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

Как известно, корунд и хрупкие слюды группы маргарита являются распространенными минералами высокоглиноземистых пород, но в совместном парагенезисе характерны только для марундитов [Марченко,2001].

Маргарит сутарских марундитов представлен сноповидными и веерообразными, иногда тончешуйчатыми агрегатами кристаллов, которые развиваются по трещинам отдельности корунда, иногда полностью замещая мелкие кристаллобласты последних. Апатит в марундитах обычно короткостолбчатый, с дипирамидальными головками, размером до 300 мкм; цирконы (до 50 мкм), присутствуют в виде кристаллов призматической и округлой форм. В некоторых образцах обнаружены игольчатые включения рутила. Иногда подобные включения приобретают оранжево-коричневую окраску в результате замещения каолинитом. Желтовато-оранжевые и коричневые полупрозрачные твёрдые включения, заполняющие трещины, и сформировавшиеся позднее корунда, отнесены к гетиту.

4.1.2 Флюидные включения в корундах из марундитов

В результате микротермометрических опытов было установлено, что первичные флюидные включения корундов состоят из смеси углекислоты и метана, и дочерней кристаллической фазы (рис. 4.12). Температура плавления кристаллов метана $-117.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура плавления последнего кристалла CO_2 - $57.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация включений невозможна, так как кристаллическая дочерняя фаза не реагирует на нагревание.

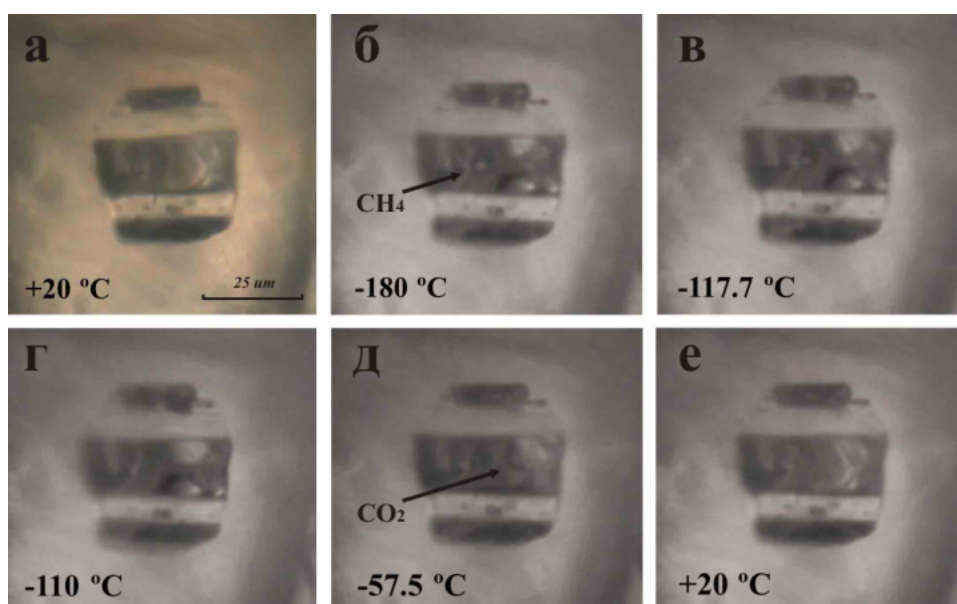


Рис. 4.12 Термометрическое исследование первичного включения в корунде. Образец БС-292.

Дальнейшие исследования первичных включений в корундах методом Рамановской спектроскопии подтвердили наличие углекислоты и метана (рис. 4.13), в отличие от известных месторождений Вьетнама и Шри Ланки, где в корундах флюид первичных включений представлен почти чистой углекислотой [Giuliani et al., 2003; Maesschalck et al, 1989]. Мольное отношение углекислоты и метана составляет 0.99 и 0.01 соответственно. Значения относительных Рамановских сечений для CO_2 составляют 1.0 и 1.5; для CH_4 - 7.5 [Burke, 2001]. Волновое число линии для CO_2 составляет 1284 см^{-1} и 1387 см^{-1} , для CH_4 - 2911 см^{-1} . По Frezzotti плотность углекислоты – $0.1\text{-}0.2 \text{ г/см}^3$ [Frezzotti et al, 2012].

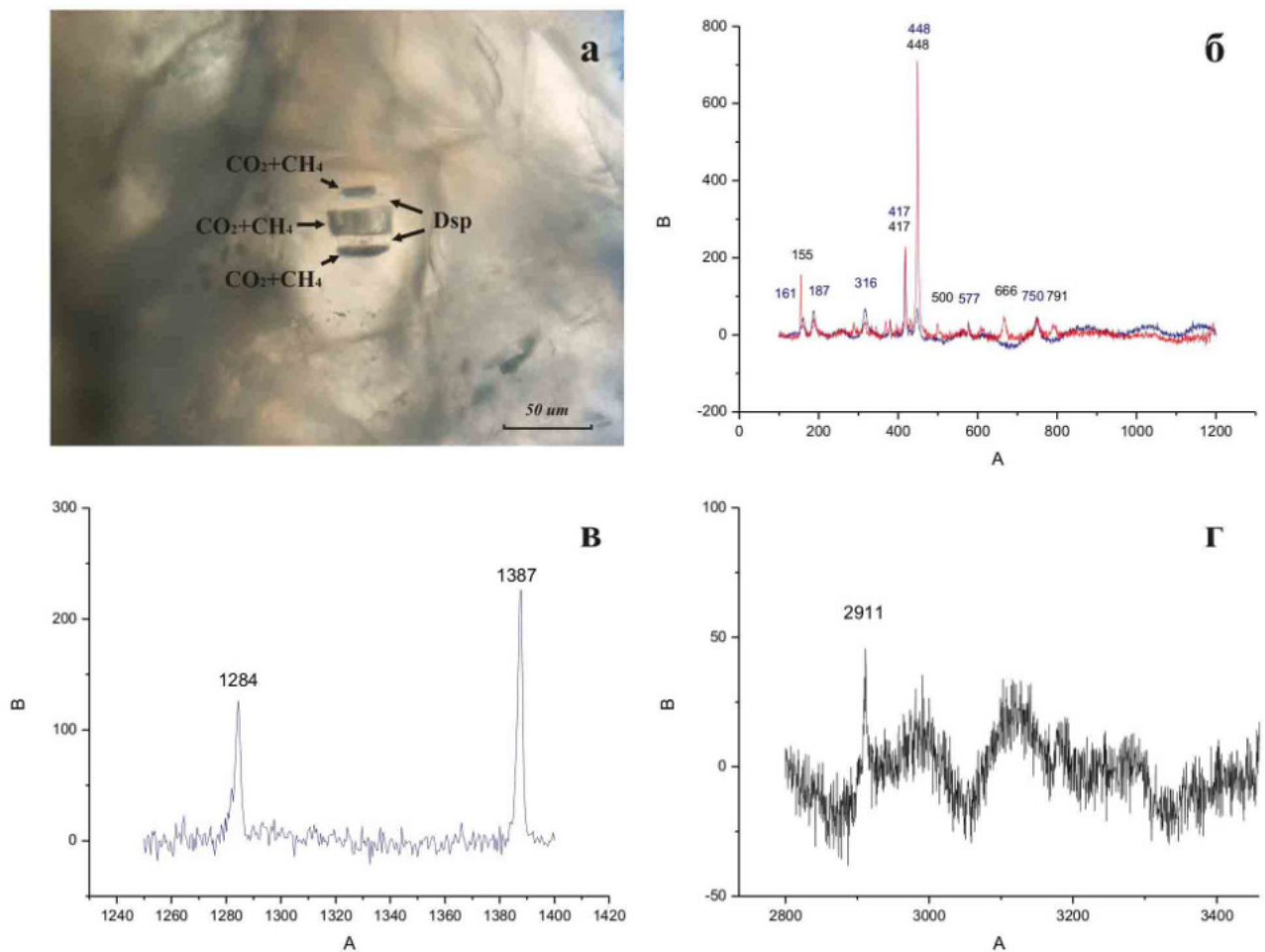


Рис. 4.13 Состав первичного флюидного включения в корунде из марундита. Образец БС-292. а – первичное включение. Dsp - диаспор, CO_2+CH_4 - смесь углекислоты и метана; б – волновое число диаспора; в – волновое число углекислоты; г – волновое число метана. Horiba LabRam HR 800, ИГиМ СО РАН.

Волновое число линии для CO_2 смещено в низкочастотную область. Это может говорить о том, что в углекислоте растворены некие компоненты, за счет которых происходит смещение.

Дочерняя фаза во включениях представлена диаспором (рис. 4.13). Как и в корундах Вьетнама и Шри Ланки [Giuliani et al., 2003; Maesschalck et al, 1989], в корундах Сутары аналитическими методами вода не обнаружена, но она может присутствовать в виде тонкой пленки на стенках включений. Анализ корундов методом газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС) подтвердил очень низкое содержание воды в образцах.

При нагревании первичных включений до высоких температур происходит не растворение диаспора, а разрушение включения, поскольку вода в диаспоре не кристаллогидратная, которую можно удалить, а конституционная (завязанная в структуру). Это говорит о том, что флюид был маловодный.

На основании изучения минеральных и первичных флюидных включений в корундах можно сделать вывод о том, что в образовании первичной корундовой минерализации участвовал существенно-углекислотный, относительно маловодный флюид, который сформировался в результате термического воздействия магмы на карбонаты. В результате были образованы корундовые плагиоклазиты, о которых упоминают предшественники. Дальнейшее воздействие флюида привело к преобразованию плагиоклаза в маргарит и образованию марундитов.

4.2. Корунды из россыпи

4.2.1. Кристаллография и геммологические характеристики корундов

Корунд в аллювиальных и делювиальных отложениях встречается в форме дипирамидальных и ромбоэдрических кристаллов размером до 3 см и их обломков фиолетово-синего, серовато-синего, синего, пурпурного, голубовато-белого, темно-серого цвета, с характерной зональной и пятнистой окраской [Buravleva et al, 2016] (рис.4.14).

Кристаллы корундов имеют коротко-призматические и иногда гексагональные таблитчатые формы, представляющие собой комбинацию гексагональной призмы a $\{11\bar{2}0\}$ и базального пинакоида c $\{0001\}$. (рис.4.16).

Большинство образцов дипирамидальных кристаллов имеют грани v и v' . Мы наблюдали грань c в сочетании с гранями r и s . В коротко-призматических кристаллах, базальный пинакоид c и гексагональная призма a доминируют, с небольшими r и s гранями. Почти все корунды характеризуются полисинтетическим двойникованием, наблюдаемым под микроскопом.



Рис.4.14 Корунды из россыпи. Размер образцов до 23 мм. Корунд огранки кабошон весом 65.5 карата.

Дипирамидальная



Коротко-призматическая



Рис. 4.16 Кристаллографические формы корундов из россыпи золоторудного месторождения Сутара.

По классификации GIA, цветовые характеристики Сутарских корундов (сапфиров) следующие: оттенок B, bV, V; тон с (w), m, l, ml, bl; насыщенность gr (br), slgr (slbr), v. Для зональных кристаллов характерно чередование полос синего оттенка с бесцветными полосами низкой чистоты. Встречены прозрачные, полупрозрачные и непрозрачные корунды.

В некоторых серых корундах проявляется астеризм в виде шестилучевой звезды, который является результатом ориентированных микровключений, в основном игл рутила. Геммологические характеристики приведены в таблице 4.5.

Таблица 4.5

Геммологические характеристики корундов из россыпи месторождения Сутара

Свойства	Синие корунды из марундита I типа	Серые корунды из марундита II типа	Корунды из россыпи
Цвет	Бесцветные, синие, голубовато-белые	Бесцветные, серые, голубовато-серые	Синий, серый, двухцветный розово-голубой, фиолетово-синий и пурпурно-розовый.
Цвет	Неравномерная пятнистая окраска. Цветовая зональность	Неравномерная пятнистая окраска. Цветовая зональность	Типична сильная цветовая зональность. Некоторые корунды имеют участки синего и розового цвета
Показатель преломления	$n_o = 1.760-1.762$ $n_e = 1.768-1.770$	$n_o = 1.760-1.762$ $n_e = 1.768-1.770$	$n_o = 1.760-1.762$ $n_e = 1.768-1.770$
Двупреломление	0.008	0.008	0.008
Удельный вес	3.98–4.00	3.98–4.00	3.98–4.02
Осность, знак	-1	-1	-1
Люминесценция	Инертные на LW и SW	Инертные на LW и SW	<i>Голубые, серые, двухцветные розово-голубые и фиолетово-синие:</i> инертные на LW и SW <i>Пурпурно-розовые:</i> LW: от умеренной красной до сильно красной SW: инертные до слабой красной
Внутренние особенности	<ul style="list-style-type: none"> Иглы рутила, плагиоклаз, апатит, ксенотим, мусковит, маргарит, бёмит. Первичные и вторичные газово-жидкие включения 	<ul style="list-style-type: none"> Иглы рутила, плагиоклаз, маргарит, ильменит, шпинель, пирротин. Первичные и вторичные газово-жидкие включения 	<ul style="list-style-type: none"> Иглы рутила, циркон, биотит, монацит, ксенотим, плагиоклаз, ильменит, пирит и шпинель. Первичные и вторичные газово-жидкие включения Звезды трапиче.

LW = длинные ультрафиолетовые волны, SW = короткие ультрафиолетовые волны

4.2.2. Минеральные включения в корундах из россыпи

В корундах минеральные включения представлены рутилом, монацитом, цирконом, ксенотимом, биотитом, мусковитом, маргаритом, хлоритом, плагиоклазом, ильменитом, пиритом и шпинелью (рис.4.17-4.21, табл. 4.6). Включения шпинели и рутила сингенетичны с корундом (рис. 4.18), что подтверждается присутствием индукционных поверхностей, угнетенностью форм минеральных индивидов, характером срастания и особенностями расположения в корунде-хозяине.

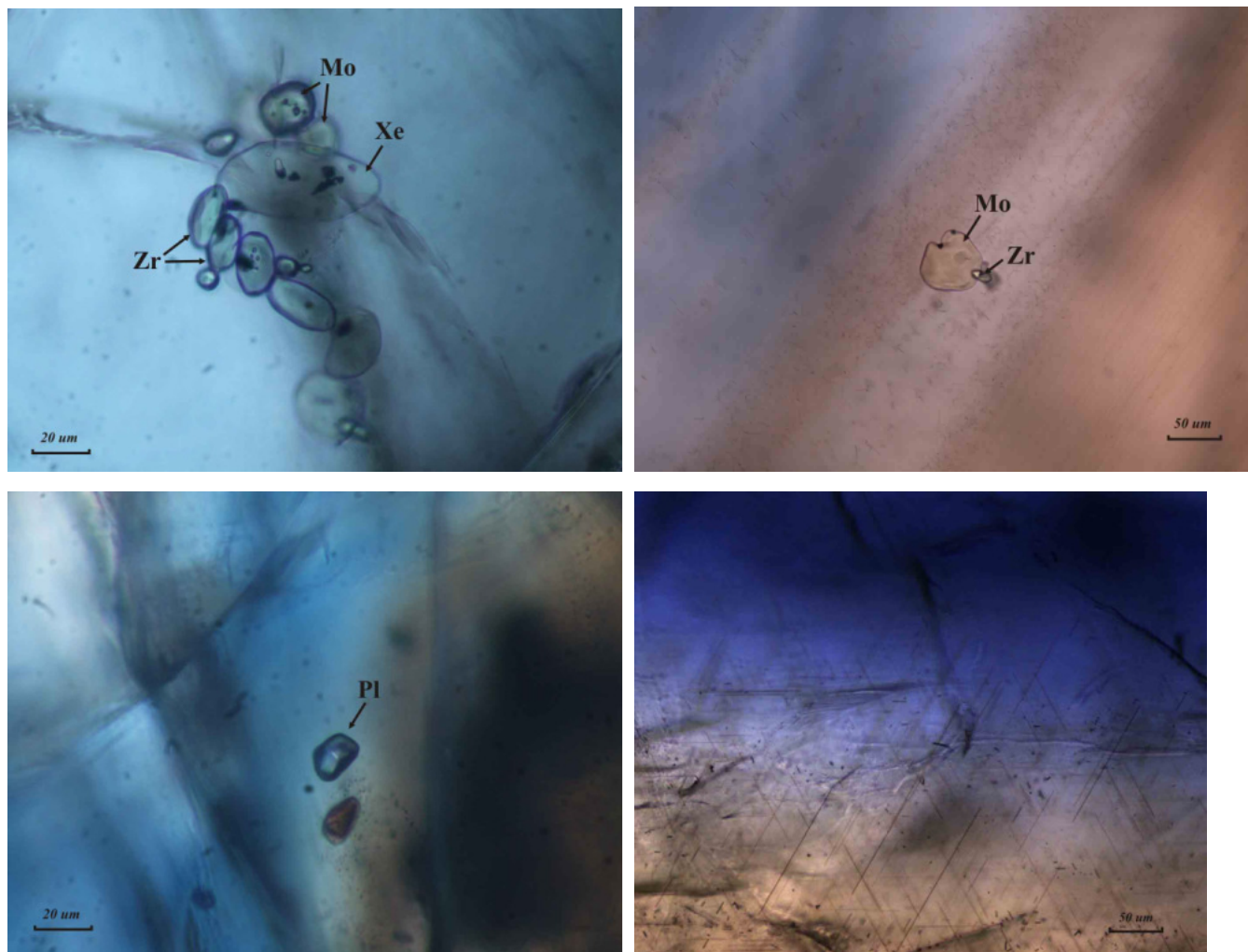


Рис. 4.17 Минеральные включения в корундах. Мо – монацит, Zr – циркон, Хе – ксенотим, Pl – плагиоклаз, ориентированные иглы рутила.

Маргарит - $(\text{Ca}_{0.92}, \text{Na}_{0.09}) \text{Al}_{2.00} [\text{Al}_{1.98} \text{Si}_{2.02} \text{O}_{10}] [\text{OH}]_2$

Хлорит - $(\text{Mg}_{1.25}, \text{Fe}_{3.01}) \text{Al}_{1.50} [\text{Al}_{1.81}, \text{Si}_{2.35} \text{O}_{10}] (\text{OH})_8$

Мусковит - $(\text{K}_{0.91}, \text{Na}_{0.14}) (\text{Al}_{1.95}, \text{Fe}_{0.05}) [\text{Al}_{1.00} \text{Si}_{3.00} \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$

Биотит - $\text{K}_{1.01} (\text{Fe}_{1.48}, \text{Mg}_{0.63}, \text{Mn}_{0.02}, \text{Ti}_{0.12}) [\text{Al}_{1.96} \text{Si}_{2.59} \text{O}_{10}] (\text{OH})_2$

Циркон - $(\text{Zr}_{1.00}, \text{Hf}_{0.02}) \text{Si}_{0.98} \text{O}_4$

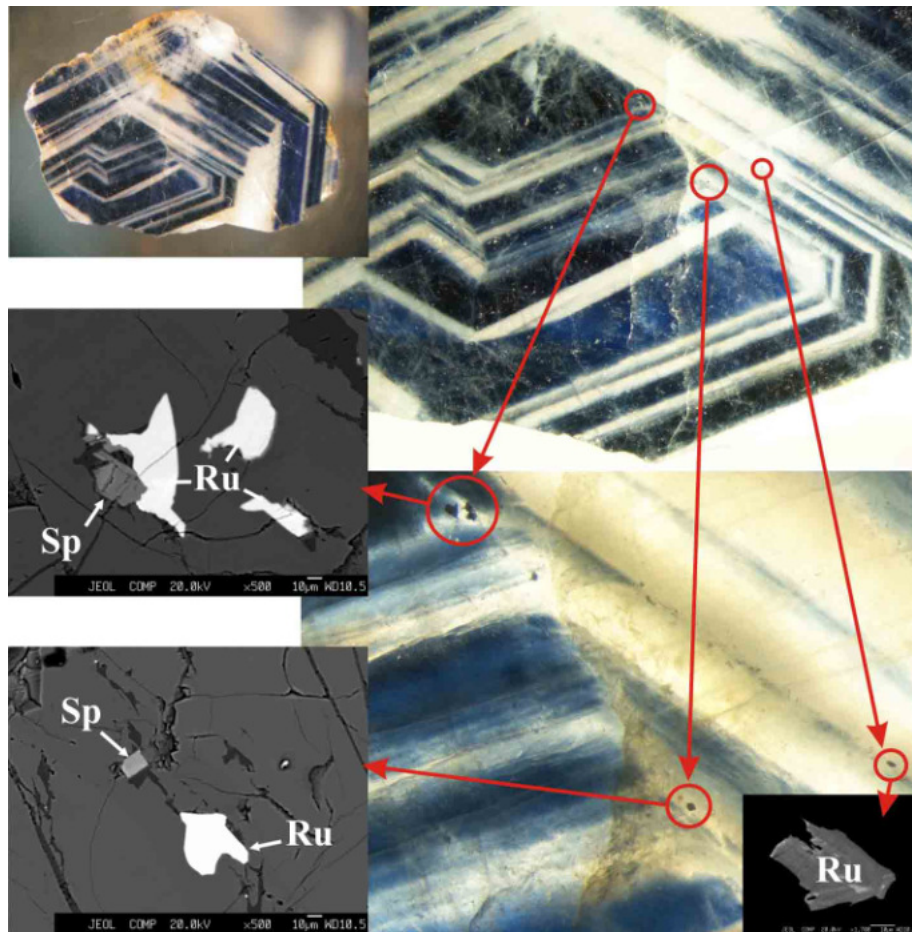


Рис. 4.18 Рутил (Ru) и шпинель (Sp) в корунде. Образец E-7.

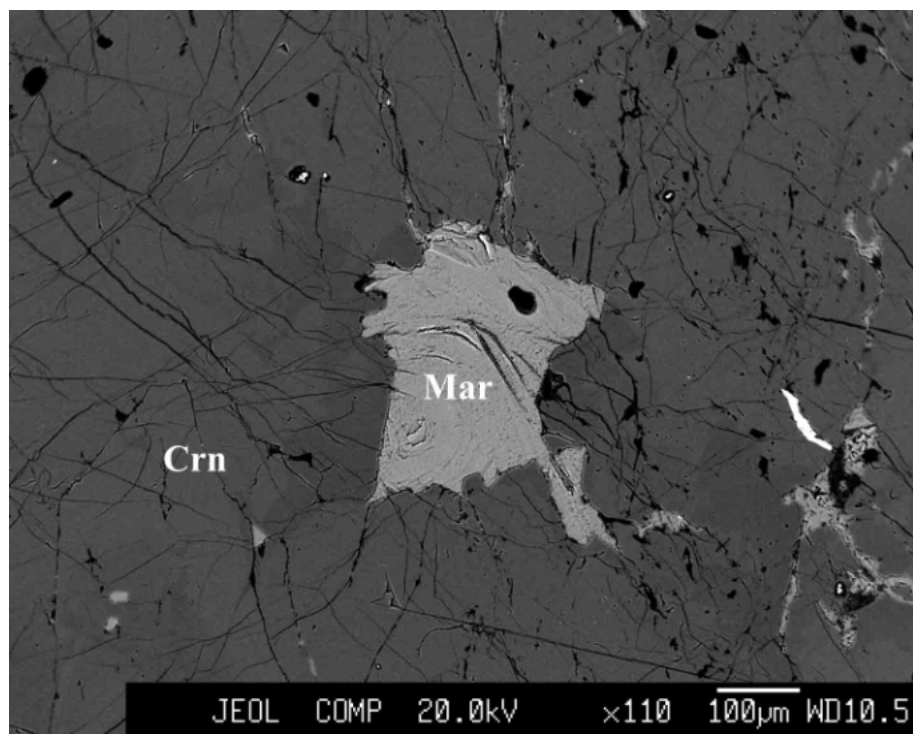


Рис. 4.19 Маргарит (Mar) в корунде (Crn). Образец E-7.

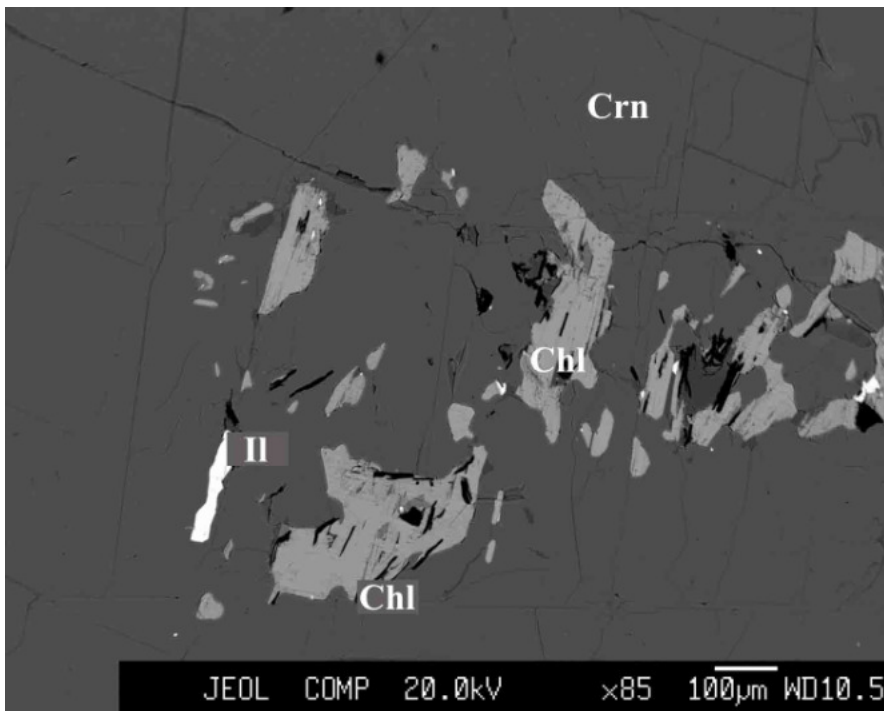


Рис. 4.20 Хлорит (Chl) и ильменит (Il) в корунде (Crn). Образец Е-1.

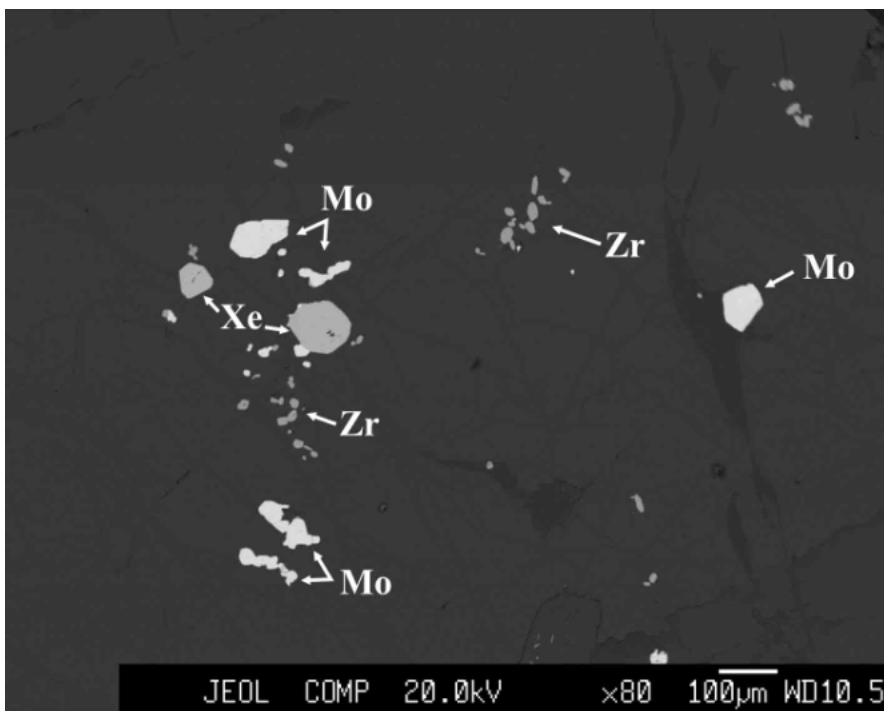


Рис. 4.21 Монацит (Mo), циркон (Zr) и ксенотим (Xe) в корунде. Образец Е-1.

Циркон - $(Zr_{1.00}, Hf_{0.02}) Si_{0.98}O_4$

Рутил - $(Ti_{0.99}, V_{0.01}) O_2$

Ильменит - $Fe_{0.71}Ti_{0.91} Mn_{0.09} Al_{0.01}O_3$

Монацит - $(Ce_{0.45}, La_{0.20}, Pr_{0.05}, Nd_{0.18}, Sm_{0.03}, Gd_{0.02}, Th_{0.03}, Ca_{0.02}) [P_{1.01}O_4]$

Ксенотим - $(Y_{0.75}, Dy_{0.06}, Er_{0.06}, Gd_{0.01}, Yb_{0.05}, Ho_{0.02}) [P_{1.07}O_4]$

Шпинель - $(Mg_{0.62}, Fe_{0.11}, Ti_{0.19}) Al_{1.93}O_4$

Представительные составы минеральных включений в корундах.

Таблица 4.6

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	E-1	E-7	E-1	E-1	E-1	E-4	E-7	E-1	E-4	E-4	E-7
Element											
SiO ₂	-	29,29	21,14	44,44	33,22	31,62	-	-	-	-	-
TiO ₂	-	-	-	-	2,07	-	97,13	52,61	-	-	9,57
Al ₂ O ₃	99,4	48,81	25,29	37,08	21,31	-	-	0,4	-	-	63,13
FeO	-	-	32,36	0,9	22,64	-	-	41,08	-	-	5,24
MnO	-	-	0,64	-	0,34	-	-	4,89	-	-	-
MgO	-	-	7,51	-	5,41	-	-	-	-	-	16
CaO	-	12,48	-	-	-	-	-	-	0,46	-	-
Na ₂ O	-	0,7	-	1,07	-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O	-	-	-	10,55	10,16	-	-	-	-	-	-
P ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	-	-	30,91	36,55	-
ZrO ₂	-	-	-	-	-	66,39	-	-	-	-	-
V ₂ O ₅	-	-	-	-	-	-	1,12	-	-	-	-
Y ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	40,86	-
La ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	14,36	-	-
Ce ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	31,51	-	-
Pr ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	3,29	-	-
Nd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	12,7	-	-
Sm ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	2,03	-	-
Gd ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	1,31	1,06	-
Dy ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,69	-
Ho ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1,64	-
Er ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,9	-
Yb ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	-	-	4,8	-
Hf O ₂	-	-	-	-	-	1,81	-	-	-	-	-
ThO ₂	-	-	-	-	-	-	-	-	3,59	-	-
Total	99,4	91,29	86,95	94,03	95,15	99,82	98,25	98,99	100,15	96,51	93,94

Примечание: оксиды даны в мас.%. 1 – корунд, 2 – маргарит, 3 – хлорит, 4 – мусковит по биотиту, 5 – биотит, 6 – циркон, 7 – рутил, 8 ильменит, 9 – монацит, 10 – ксенотим, 11 – шпинель. E1-E7 – номера корундовых пластин. JXA 8100, ЦКП ДВГИ ДВО РАН, аналитик Н.И. Екимова.

4.2.3 Флюидные включения в корундах из россыпи

В результате изучения полированных пластин в россыпных корундах установлено наличие многочисленных первичных и вторичных флюидных включений разного наполнения. Зоны роста корунда пересекаются шлейфообразными скоплениями флюидных включений, возникших при залечивании трещин и, очевидно, являющихся вторичными. В их составе обычно преобладают газовые углекислотные, являющиеся индикатором метасоматических процессов, происходивших при образовании корундов.

Первичные включения в корундах были подвергнуты термометрическим опытам. Для микротермометрических исследований флюидных включений использовалась термокамера Linkam THMSG 600 (ЦКП ДВГИ ДВО РАН). В результате сорока пяти микротермометрических опытов было установлено, что, как и в случае первичных включений в корундах из марундитов, корунды из россыпи содержат первичные флюидные включения, состоящие из смеси углекислоты и метана, и дочерней кристаллической фазы. Температура плавления кристаллов метана $-116.9\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура плавления последнего кристалла CO_2 $-57\text{ }^{\circ}\text{C}$. Гомогенизация включений невозможна, так как кристаллическая дочерняя фаза не реагирует на нагревание.

Дальнейшие исследования первичных включений в корундах методом Рамановской спектроскопии подтвердили наличие углекислоты и метана. Дочерняя фаза во включениях представлена диаспором (рис. 4.22, 4.23).

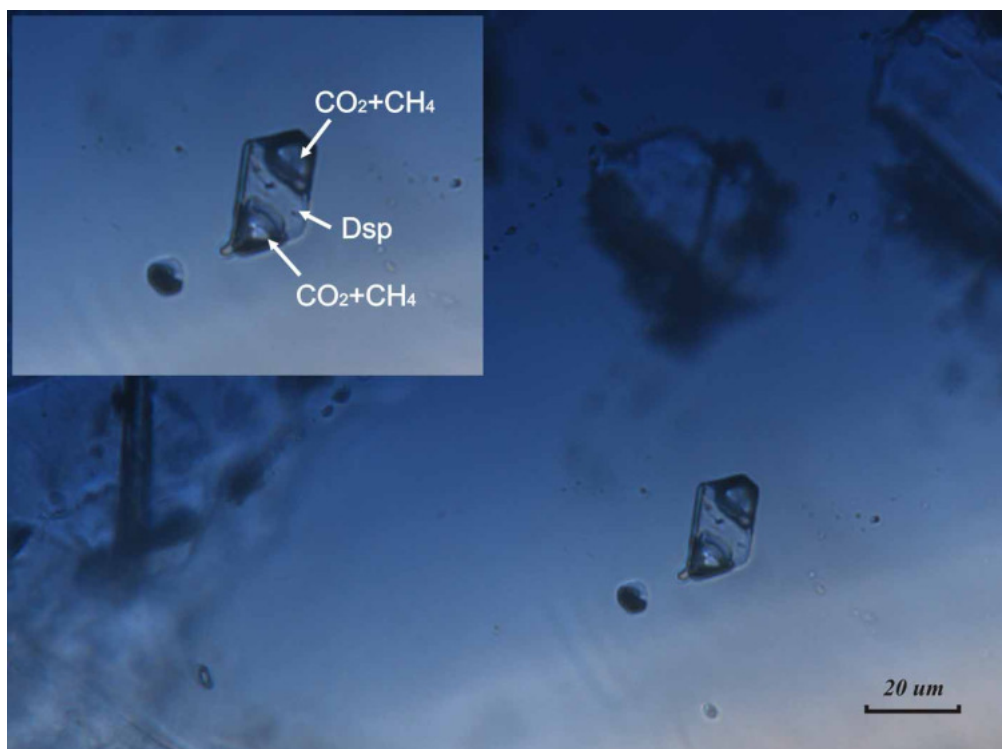


Рис. 4.22 Состав первичного флюидного включения в корунде: Dsp - диаспор, CO_2+CH_4 - смесь углекислоты и метана.

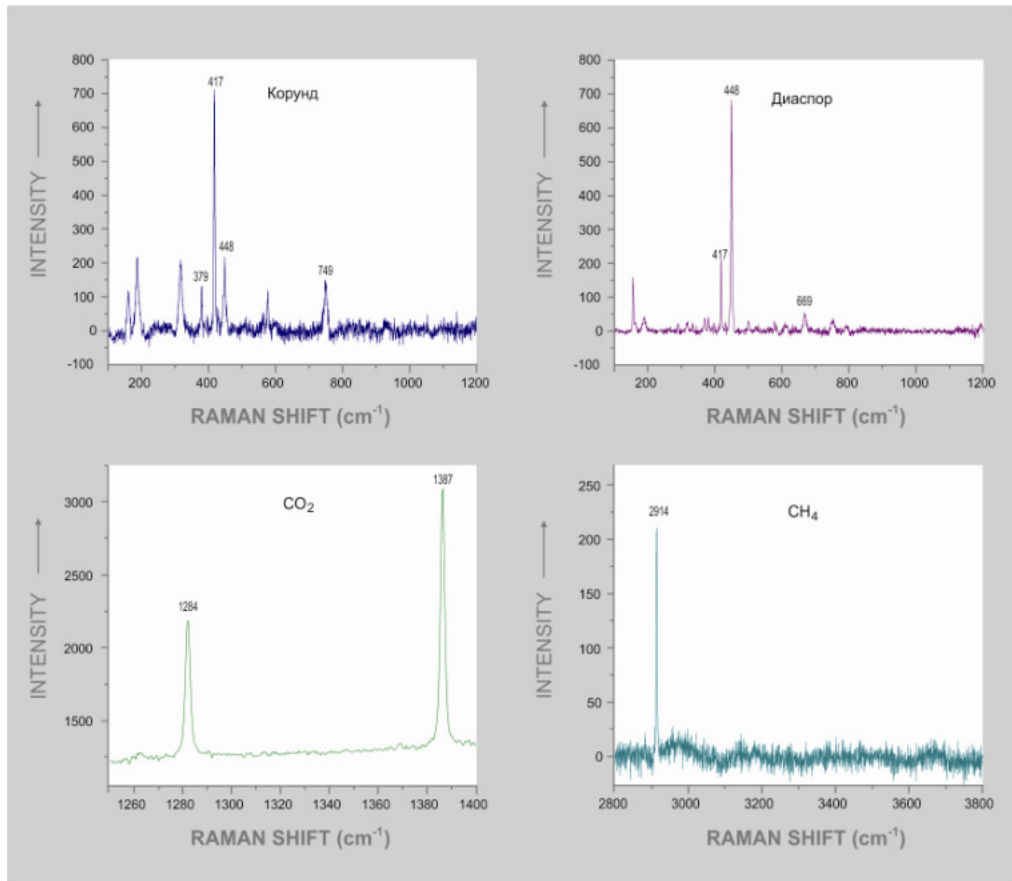


Рис. 4.23. Состав первичного флюидного включения в корунде. Horiba LabRam HR 800, ЦКП ДВГИ ДВО РАН.

Мольное отношение углекислоты и метана составляет 0.99 и 0.01 соответственно. Значения относительных Рамановских сечений для CO₂ составляют 1.0 и 1.5; для CH₄ - 7.5 [Burke, 2001]. Волновое число линии для CO₂ составляет 1284 см⁻¹ и 1387 см⁻¹, для CH₄ - 2914 см⁻¹. По Frezzotti плотность углекислоты – 0.1-0.2 г/см³ [Frezzotti et al, 2012]. Аналитическими методами вода не обнаружена, но она может присутствовать в виде тонкой пленки на стенках включений. Диаспор присутствует в качестве дочерних фаз, но не встречается в качестве минеральных включений в корунде, что указывает на относительную маловодность флюида. Анализ россыпных корундов и корундов из марундитов методом газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС), выполненный в Институте геологии и минералогии СО РАН, также подтвердил очень низкое содержание воды в образцах.

На основании изучения первичных флюидных включений в корундах можно сделать вывод о том, что в образовании корунда участвовал существенно-углекислотный относительно маловодный флюид, который сформировался в результате термического воздействия магмы на карбонаты.

4.2.4 Химический состав корундов из россыпи

Химический состав корундов определен методами ИСП АЭС и ИСП-МС (табл. 4.7, 4.8). В результате изучения химического состава, в корундах из россыпи установлены повышенные концентрации (в г/т) таких элементов, как Zr = 44,32-245,80; U = 0,34-2,97; Cr = 181,9-260,9; Th = 1,22-13,89; La = 2,40-42,04; Ce = 4,7-90,59; Nd = 3,04-41,87; Y = 5,61-48,06; V = 32,37-61,58; Pr = 0,64-10,57. К геохимическим особенностям корундов следует отнести обогащение Ba, Rb, Sr, высокое отношение La/Yb (больше 20).

Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные по верхней континентальной коре (UpperContCrust) [Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995], имеют слабый положительный наклон (рис. 4.25) Eu-минимум отсутствует, с высоким суммарным содержанием РЗЭ $\Sigma\text{REE} = 110\text{-}278$ г/т. Мультиэлементные спектры характеризуется ярко выраженными отрицательными аномалиями по Nb, Sr, Be, Sn.

Таблица 4.7

Химический состав корундов из россыпи

Oxide (wt. %)	розовые		голубые		
	C-2	C-3	C-6	C-7	C-8
Al ₂ O ₃	98,65	91,10	97,30	98,25	91,15
TiO ₂	0,09	0,08	0,09	0,07	0,10
Fe ₂ O ₃	1,15	1,31	1,14	1,09	1,22
MnO	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02
MgO	0,09	0,13	0,11	0,09	0,14
CaO	0,11	0,16	0,13	0,10	0,17
Na ₂ O	0,36	0,51	0,42	0,36	0,56
K ₂ O	0,46	0,62	0,54	0,43	0,66
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,01	0,04	0,03
Total	100.94	93.94	99.75	100.45	94.05

Примечание: оксиды даны в мас.%. ИСП АЭС, спектрометр iCAP 6500 Duo, ЦКП ДВГИ ДВО РАН.

Содержание рассеянных и редкоземельных элементов в корундах из россыпи

Компонент	Розовые			Голубые		
	C-1	C-2	C-3	C-6	C-7	C-8
Be	0,28	0,12	0,08	0,06	0,07	0,10
Sc	2,40	0,99	1,96	1,92	1,42	1,99
V	36,49	37,71	61,58	32,37	36,85	42,30
Cr	203,5	202,1	260,9	181,9	201,2	220,6
Co	0,71	0,55	0,77	0,58	0,45	0,85
Ni	5,13	2,11	2,43	1,75	2,33	3,99
Cu	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl	bdl
Zn	16,10	18,73	13,95	16,90	10,08	8,60
Ga	69,09	74,57	93,47	76,57	73,52	75,32
Rb	7,78	5,64	8,23	4,75	5,44	8,20
Sr	9,42	8,47	10,65	11,81	8,11	11,49
Y	23,67	16,68	36,89	14,50	43,60	48,06
Zr	96,11	69,27	134,2	150,0	245,8	187,7
Nb	0,63	0,40	0,70	1,02	0,64	0,89
Mo	0,25	0,25	0,20	0,42	0,22	0,34
Cd	0,25	0,13	0,16	0,16	0,13	0,10
Sn	0,82	1,89	4,88	0,52	0,01	0,07
Cs	1,24	0,08	0,09	0,09	0,08	0,09
Ba	132,3	97,24	153,0	120,3	100,9	155,0
La	18,57	22,40	24,12	17,35	32,35	42,04
Ce	40,87	46,58	50,49	38,50	69,39	90,59
Pr	4,89	5,57	6,09	4,68	7,88	10,57
Nd	19,28	21,06	23,59	17,96	30,44	41,87
Sm	3,70	4,04	5,27	3,58	5,65	8,21
Eu	0,31	0,29	0,27	0,38	0,26	0,43
Gd	3,99	4,20	5,85	4,09	6,57	8,88
Tb	0,71	0,51	0,94	0,57	1,03	1,34
Dy	4,77	3,25	6,64	3,39	7,65	9,41
Ho	1,04	0,69	1,38	0,57	1,71	1,94
Er	3,30	1,59	4,12	1,56	5,07	5,57
Tm	0,51	0,24	0,70	0,20	0,84	0,82
Yb	3,28	1,58	4,28	1,17	5,07	5,84
Lu	0,46	0,27	0,66	0,20	0,83	0,93
Hf	2,97	2,14	3,82	4,48	7,57	5,59
Ta	0,20	0,51	0,13	0,06	0,44	2,18
W	0,44	0,33	0,47	1,10	0,50	1,51
Pb	4,43	8,96	6,92	4,60	3,82	3,67
Th	6,28	7,77	8,07	7,86	13,57	13,89
U	1,04	0,84	2,50	1,49	1,65	2,97
Σ REE	131,75	129,94	173,25	110,62	219,76	278,49

Примечание: Результаты определения в г/т, bdl - ниже предела обнаружения. ИСП-МС, спектрометр Agilent 7500 с, ЦКП ДВГИ ДВО РАН.

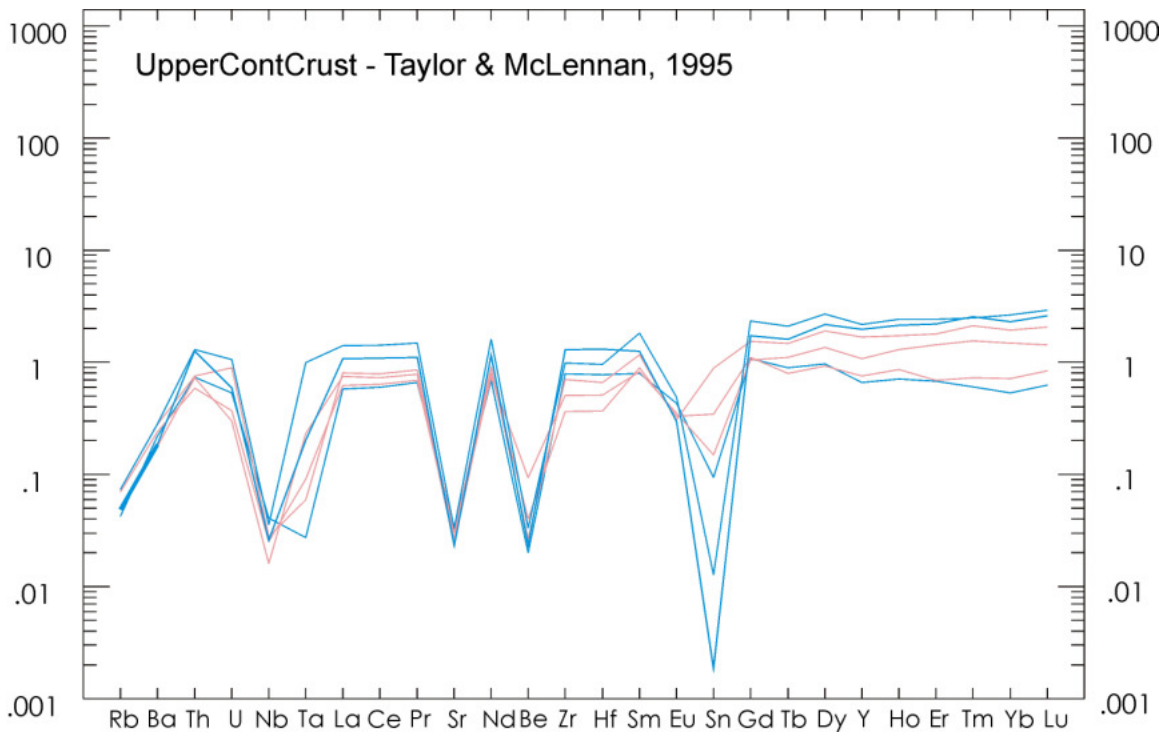


Рис. 4.25 Распределение содержаний элементов-примесей и РЗЭ в корундах: розовые спектры – корунды с розовым оттенком, синие спектры – корунды с синим оттенком; для нормирования использован состав верхней континентальной коры [Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995].

На основании результатов ИСП-МС анализа построена диаграмма $\text{Cr}_2\text{O}_3 / \text{Ga}_2\text{O}_3$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{TiO}_2$, wt % [Kitawaki Hiroshi., 2004], разделяющая корунды на магматические и метаморфические, на которой корунды из россыпи образуют область в поле метаморфического происхождения (рис. 4.26).

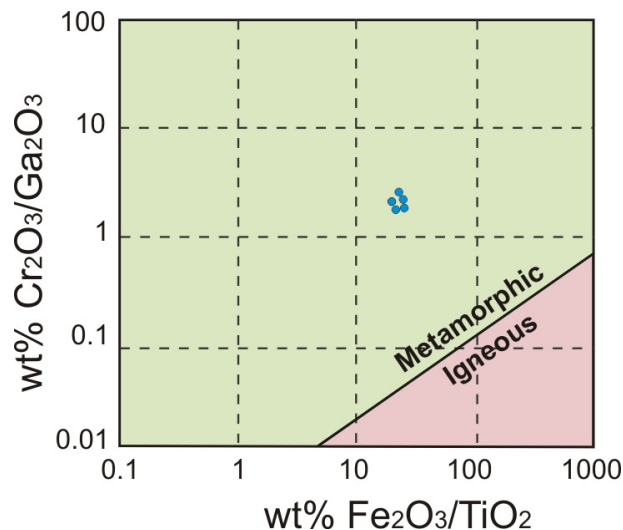


Рис. 4.26. Распределение содержаний соотношений элементов-примесей и РЗЭ в корундах по [Kitawaki Hiroshi., 2004]. Igneous - магматические; Metamorphic - метаморфические (метасоматические).

Д. Пекот доказал, что между магматическими и метаморфическими (метасоматическими) корундами существуют различия в составе микроэлементов [Peucat et al., 2007]. Он разработал тройные Fe-Mg-Ti диаграммы, которые разделяют поля магматических и метаморфических (метасоматических) корундов, основываясь на соотношении Fe / Mg (рис.4.27). Высокие содержания Mg обнаружены только в метаморфических сапфирах.

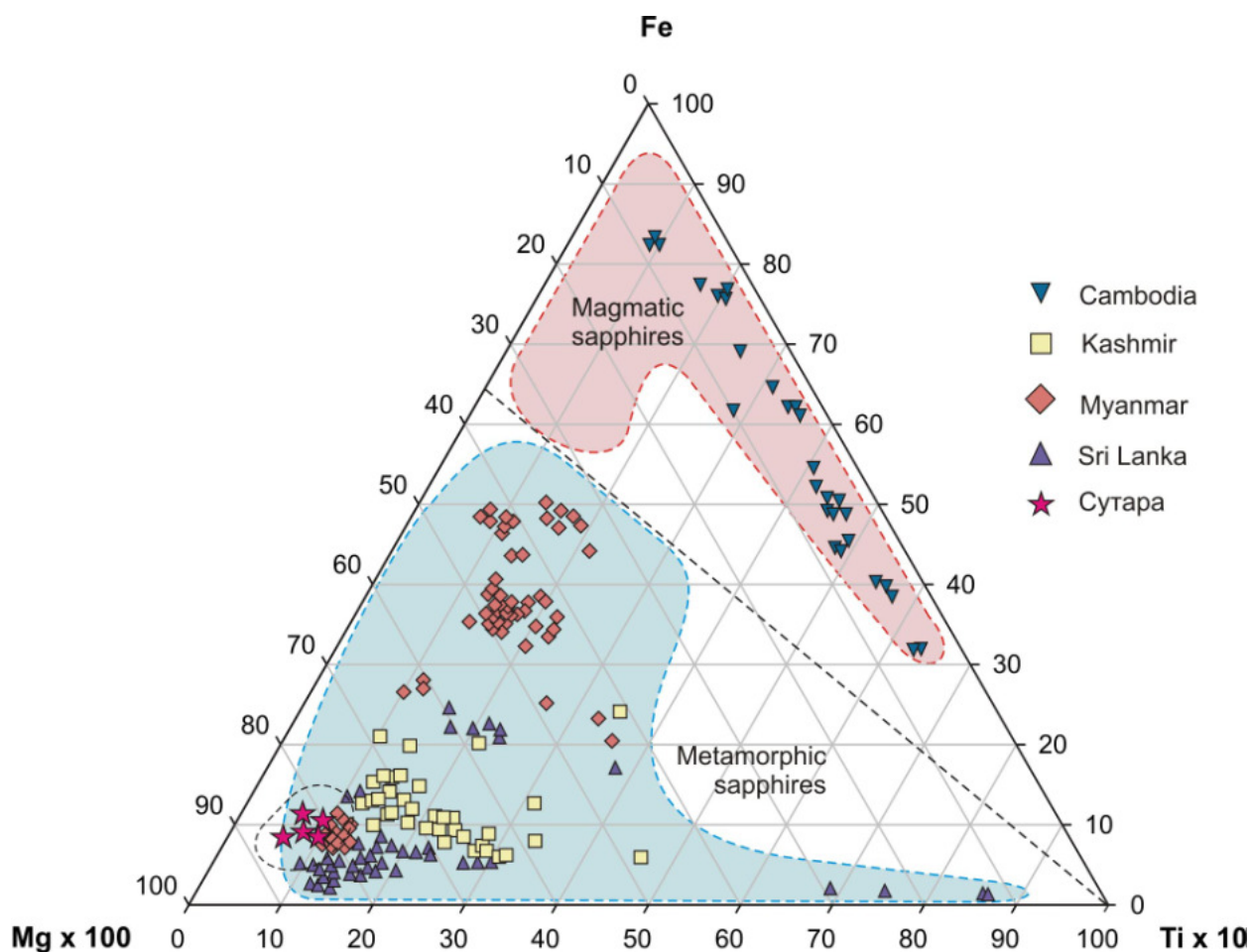


Рис. 4.27. Распределение содержаний элементов-примесей (в г/т) в корундах по [Peucat et al., 2007]. Magmatic - магматические; Metamorphic - метаморфические (метасоматические).

Концентрация Mg, Ti и Fe в Сутарских синих корундах из россыпи указывает на не магматическое происхождение. На тройной Fe-Mg-Ti диаграмме корунды из россыпи месторождения Сутара образуют область в поле метаморфического происхождения. Их высокое содержание магния согласуется с высоким содержанием магния в карбонатных породах.

4.3 Результаты и выводы

В результате проведенных исследований установлено, что на исследуемой территории расположено несколько точек корундовой минерализации в виде марундитов и корундов из россыпи. Исследование минерального и химического состава марундитов позволило выделить два типа марундитов.

Марундиты первого типа, состоят из маргарита, диаспора, вермикулита, апатита, рутила, заполняющих промежутки между кристаллами корунда. Корунды содержат минеральные включения: маргарит, ксенотим, плагиоклаз, рутил, апатит, мусковит и бёмит. *Марундиты второго типа* состоят из корунда, маргарита, вермикулита и рутила, мусковита, циркона, биотита, браннерита. В корундах установлены маргарит, рутил, пирротин, ильменит, шпинель, плагиоклаз (андезин), а также структуры распада рутила.

Высокотемпературный корунд относится к более ранней ассоциации (марундиты первого типа), плагиоклаз, циркон, монацит. Последующие процессы метасоматоза привели к формированию второго низкотемпературного типа марундитов.

В результате микротермометрических опытов и Раман-спектроскопии установлено, что первичные флюидные включения в корундах из марундитов состоят из смеси углекислоты, метана, и дочерней фазы диаспора, в отличие от известных месторождений Вьетнама и Шри Ланки, где в корундах флюид первичных включений представлен почти чистой углекислотой [Giuliani et al., 2003; Maesschalck et al, 1989]. Температура плавления кристаллов метана $-117.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, температура плавления последнего кристалла CO_2 $-57.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Мольное отношение углекислоты и метана составляет 0.99 и 0.01 соответственно. Волновое число линии для CO_2 составляет 1284 см^{-1} и 1387 см^{-1} , для CH_4 - 2911 см^{-1} . Плотность углекислоты – $0.1\text{-}0.2\text{ г/см}^3$. Волновое число линии для CO_2 смещено в низкочастотную область, так, как это бывает у CO_2 , находящейся под высоким давлением. Но данные по криометрии опровергли это предположение. Смещение волнового числа линии в данном случае может говорить о том, что в углекислоте растворены некие компоненты, за счет которых происходит смещение. Диаспор присутствует во вторичной минерализации и в виде дочернего минерала первичных включений, однако отсутствует в первичной минерализации. Это говорит о том, что когда включение было захвачено, оно содержало глинозем и небольшое количество воды, в результате чего образовался диаспор. Вода присутствует в виде тонкой пленки на стенках включений. Анализ корундов методом газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС) подтвердил очень низкое содержание воды в образцах. Почти вся вода в первичных включениях входит

в состав диаспора. Так как весь диаспор находится в углекислотной среде, то для того, чтобы вернуть систему в исходное состояние, нужно провести термическую диссоциацию раствора при очень высоких температурах.

При изучении первичных включений подразумевается, что включения после захвата не меняют своих химических и физических свойств, поскольку это закрытая система и минерал-хозяин герметизирует эту порцию флюида. При этом фазовые преобразования, которые прошли во включении, являются обратимыми. Но существуют еще и перитектические взаимоотношения, при которых реакция необратима. Поскольку вода в диаспоре не кристаллогидратная, которую можно удалить, а конституционная (завязанная в структуру), то при нагревании первичных включений до высоких температур происходит не растворение диаспора, а разрушение включения. Таким образом, гомогенизация включений (обратная реакция) невозможна. Это говорит о том, что флюид был маловодный.

В корундах из россыпи минеральные включения представлены рутилом, монацитом, цирконом, ксенотимом, биотитом, мусковитом, маргаритом, хлоритом, плагиоклазом, ильменитом, пиритом и шпинелью.

Как и в случае с корундами из марундитов, корунды из россыпи содержат первичные флюидные включения, состоящие из смеси углекислоты, метана и дочерней кристаллической фазы диаспора. Температура плавления кристаллов метана -116.9°C , температура плавления последнего кристалла CO_2 -57°C .

Мольное отношение углекислоты и метана составляет 0.99 и 0.01 соответственно. Волновое число линии для CO_2 составляет 1284cm^{-1} и 1387cm^{-1} , для CH_4 - 2914cm^{-1} . Плотность углекислоты – $0.1\text{-}0.2\text{ г/см}^3$. Аналитическими методами вода не обнаружена, но она может присутствовать в виде тонкой пленки на стенках включений. Диаспор присутствует в качестве дочерних фаз, но не встречается в качестве минеральных включений в корунде, что указывает на относительную маловодность флюида. Анализ россыпных корундов и корундов из марундитов методом газовой хромато-масс-спектрометрии (ГХ-МС), выполненный в Институте геологии и минералогии СО РАН, также подтвердил очень низкое содержание воды в образцах. На основании изучения минеральных и первичных флюидных включений в корундах из россыпи можно сделать вывод о том, что в образовании корундов участвовал существенно углекислотный, относительно маловодный флюид.

Исследование элементного состава корундов из россыпи также подтверждает не магматическую природу корундов. На основании анализа главных, редкоземельных

элементов и элементов-примесей корундов из россыпи установлено, что корунды образуют области в полях метаморфического (метасоматического) происхождения.

На тройной Fe-Mg-Ti диаграмме, разделяющей корунды по содержанию микроэлементов на магматические и метаморфические (метасоматические), корунды из россыпи месторождения Сутара образуют область в поле метаморфического происхождения. Концентрация Mg, Ti и Fe в Сутарских синих аллювиальных корундах указывает на не магматическое происхождение. Высокие содержания Mg обнаружены только в метаморфических (метасоматических) сапфирах. Высокое содержание магния в них зависит от высокого содержания Mg в карбонатных породах.

Таким образом, в результате изучения корундов из марундитов и россыпи установлено, что они имеют идентичные - метасоматические условия образования. Внедрение высокоглиноземистых лейкогранитов в карбонатные породы привело к формированию флюида, состоящего из смеси углекислоты, метана, воды и щелочноземельных элементов, что создало геохимически благоприятную среду для десиликации алюмосиликатных пород и формированию метасоматических зон с корундовой минерализацией. В результате были образованы корундовые плагиоклазиты, о которых упоминают предшественники. Дальнейшее воздействие флюида привело к преобразованию плагиоклаза в маргарит и образованию марундитов.

ГЛАВА 5. КОЛИЧЕСТВЕННАЯ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОБРАЗОВАНИЯ КОРУНДОВЫХ ПЛАГИОКЛАЗИТОВ, МАРУНДИТОВ И КОРУНДОВ

5.1 Программный комплекс «Селектор»

Минерализация благородного корунда месторождения Сутара (Дальний Восток России, ЕАО) относится к уникальному для России типу проявлений камнесамоцветного сырья, чем определяется интерес к ее происхождению в научном и практическом отношении. Корундовые породы (марундиты) на месторождении Сутара образуют линзовидные тела, приуроченные обычно к контактовой части жилы алюмосиликатных пород с карбонатными породами [Pakhomova et al, 2009, Буравлева 2009, 2013, 2014]. Поэтому можно считать, что причиной кристаллизации корунда является десиликация алюмосиликатных пород, возникающая вследствие диффузионного биметасоматоза, происходящего на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород в результате циркуляции вдоль контакта горячих постмагматических растворов. Теория биметасоматоза хорошо разработана Д.С. Коржинским и его последователями [Коржинский, 1955; Метасоматизм, 1998; Граменицкий, 2012], которые показали, что суть процесса биметасоматоза сводится к диффузии определенных компонентов из алюмосиликатных пород в карбонатные породы и в обратном направлении. Причиной диффузии является разность потенциалов породообразующих компонентов в реагирующих породах. Но наряду с имеющейся теорией биметасоматоза, его количественная сторона, до сих пор, изучена совершенно недостаточно, что послужило для нас поводом создания физико-химической модели образования корундосодержащих пород, способной обосновать температуру и условия химизма среды (флюидов и пород), благоприятных для кристаллизации корунда. Рассчитать такую модель еще в начале прошлого века было бы невозможно. Однако, сейчас положение дел изменилось. Появление хорошо согласованных и представительных баз термодинамических данных по свойствам минералов, газов и компонентов водных растворов электролитов, адекватных моделей минеральных твердых растворов [Reid et al, 1977; Helgeson et al, 1978; Helgeson et al, 1981; Berman, 1988; Holland & Powell, 1998; Robie & Hemingway, 1995; Shock et al, 1997], а также доступной и высокопроизводительной компьютерной техники, привело к созданию различных алгоритмов физико-химических расчетов [Doleis & Manning, 2010; Capitani & Brown, 1987; Harvie et al, 1987; Andersen et al, 1993; Шваров, 1999, Powell &

Holland, 2001; Connolly, 2005; de Capitani & Petrakakis, 2010], позволяющих получать численные характеристики условий образования природных минеральных систем.

В настоящее время к наиболее популярным и востребованным компьютерным средствам, специализированным непосредственно для проведения петрологических расчетов, принято относить в первую очередь зарубежные программы [Doleis & Manning, 2010; Capitani & Brown, 1987; Harvie et al, 1987; Andersen et al, 1993; Powell & Holland, 2001; Connolly, 2005; de Capitani & Petrakakis, 2010]. Это связано как с надежностью используемых в них алгоритмов, так и информированностью об их возможностях широкой научной общественности. Между тем, среди отечественных разработок выделяется программный комплекс (ПК) «Селектор», созданный в ИГХ СО РАН (г. Иркутск) под руководством проф. И.К. Карпова. Работа комплекса основана на принципе минимизации термодинамических потенциалов, и он представляет пример мощного многоцелевого компьютерного инструмента для физико-химического моделирования минеральных ассоциаций, флюидов, газов и растворов в широком диапазоне P-T условий. Важно отметить, что в отличие от подобных зарубежных программ, в ПК «Селектор», на основе двойственного решения, реализован численный способ нахождения химических потенциалов компонентов модельных систем, что играет большую роль в количественной оценке окислительного потенциала, кислотности-щелочности (также как глиноземистости, железистости, кремнеземистости и т.д.) растворов, минералов и горных пород. Возможность создания на ПК «Селектор» многорезервуарных моделей открывает новые перспективы для решения различных проблем взаимодействия того или иного флюида (газа или раствора электролита) с конкретной породой в равновесно-динамическом режиме, что играет главную роль в анализе и модельном построении различных метасоматических колонок. Детальное описание структуры ПК «Селектор» и истории его развития приводится в монографии К.В. Чудненко [Чудненко, 2010], а в работах О.В. Авченко с соавторами проведена адаптация ПК «Селектор» к проблемам моделирования метаморфических и метасоматических пород [Авченко и др., 2009; Авченко и др., 2011], которая свелась к созданию специального блока по расчету термодинамических моделей минеральных твердых растворов. Эти работы показали, что можно получить хорошее соответствие между реальными и модельными минеральными ассоциациями, что является внутренним контролем моделирования. В связи с этим, разнообразная информация, выдаваемая в модельном решении (P-T-условия, фазовый и флюидный состав, величины химических потенциалов компонентов и т.д.) представляет большой интерес в петрологическом отношении. Методы компьютерного моделирования на ПК

«Селектор», несомненно, расширяют возможности традиционных методов физико-химического анализа минеральных парагенезисов [Коржинский, 1973] и фазового соответствия [Перчук, 1976]. Ниже приводится описание созданной модели. Следует подчеркнуть, что это первый опыт построения количественной модели, описывающей явления биметасоматоза. К сожалению, плохая обнаженность участка проявления корундовых пород месторождения Сутара не позволила в должной мере собрать каменный материал, который бы дал возможность хорошо верифицировать полученную модель. Тем не менее, разработанная модель охватывает основные особенности образования корундов на контакте реагирующих пород, а полученные результаты компьютерного моделирования могут быть использованы в научном и практическом отношении.

5.2 Структура модели

Модель представляет собой два резервуара, в один из которых помещается химический состав алюмосиликатной породы, а в другой карбонатной. Химические составы пород, представленных гранодиоритами, гранитами и доломитовым мрамором с небольшим количеством клинопироксена, даются в таблице 5.1. Все образцы (кроме обр. 1-Б) были отобраны в районе месторождения Сутара. Образец 1-Б представляет собой гранодиорит из района Березитового месторождения [Авченко, 2014]. Из результатов модального расчета (табл. 5.2) видно, что содержание альбита и калишпата в данных образцах изменяется в широких пределах. Это доказывает с одной стороны их измененную, преобразованную постмагматическими растворами природу, а с другой позволяет увидеть, как показано ниже, влияние щелочности пород на образование корунда. Суть модели состоит в том, что определенная порция хлоридного флюида направляется вначале в алюмосиликатную породу, где раствор приходит в химическое равновесие с данной породой. Величина pH входящего флюида до реакции с алюмосиликатной породой была равна 1.5 (табл.5.3).

Таблица 5.1.

Химические анализы, использованные в модели образования марундитов и корундовых плагиоклазитов (мас %).

Порода	Пегматит	Гранатовый гранит	Альбитизированный гранит	Высокоглиноземистый гранит	Калиевый субщелочной гранит	Гранодиорит	Мрамор
Номер пробы	БС-170	БС-284/2	БС-184	БС-269	БС-267	1-Б	БС-187
№ п/п	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	78.62	74.16	66.51	76.45	75	62.68	2.84
TiO ₂	0.03	0.01	0.01	0.12	0.03	0.47	0.02
Al ₂ O ₃	11.98	14.70	20.14	14.2	14.42	17.07	0.35
Fe ₂ O ₃	0.31	1.67	0.39	0.81	0.18	5.18	0.24
FeO	-	-	-	0.43	0.36	-	-
MnO	0.01	0.46	0.12	0.012	0.026	0.09	0.03
MgO	0.07	0.04	0.43	0.68	0.08	1.19	18.07
CaO	0.66	1.36	3.31	0.10	0.19	4.49	29.93
Na ₂ O	2.80	5.23	7.16	0.36	2.48	4.67	0.01
K ₂ O	4.82	1.88	0.59	4.49	6.95	2.41	0.04
P ₂ O ₅	0.04	0.03	0.02	0.06	0.11	0.20	-
H ₂ O-	0.05	-	0.10	0	0	-	0.13
п.п.п.	0.40	0.16	1.04	1.7	0.72	0.69	46
Сумма	99.8	99.70	99.82	99.4	100.55	99.15	97.66

Таблица 5.2

Модальные составы гранитоидов и доломитового мрамора, использованных при построении модели образования корундовых плагиоклазитов и марундитов. Количества минералов даются в вес.%.

	Cal	Dol	Mrg	Gr	Cpx	Qz	Kfs	Pl	Ms	Grt	Bt	Ab	Rt	Ep	Ap	Mag	Chl	Zo	Σ	Res
Обр.																				
1-Б	-	-	-	-	-	19	7	49.9	1.7	-	10.6	-	0.2	9.6	0.5	1.3	-	-	99.8	0.000
БС-170	-	-	-	-	-	43	25.2	-	4.8	-	-	24	-	-	0.1	0.2	0.3	2.4	100	0.00
БС-184	-	-	-	-	-	15.3	-	53.3	4.9	0.2	-	25	-	-	-	-	1.3	-	100	0.06
БС-284/2	-	-	-	-	-	34.2	5.7	-	7.5	1.1	-	44.46	-	-	0.07	1.5	0.3	5.2	100	0.00
БС-267	-	-	-	-	-	33.8	33.9	-	9.9	-	-	21	-	-	0.2	0.4	0.5	0.2	99.9	0.00
БС-269	-	-	-	-	-	57.3	5.3	-	29.9	-	-	3.1	-	-	0.1	0.1	4	0.1	99.9	0.01
БС-187	8.7	84.1	0.7	1.4	5.1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	100	0.008

Примечание: Здесь и в других таблицах индексы минералов даются согласно работе [Whitney D.L. and Evans B.W., 2010]: Cal – кальцит, Dol – доломит, Mrg – маргарит, Gr – графит, Cpx – клинопироксен, Qz – кварц, Kfs – калишпат, Pl – плагиоклаз, Ms – мусковит, Grt – гранат, Bt – биотит, Ab – альбит, Rt – рутил, Ep – эпидот, Ap – апатит, Mag – магнетит, Chl – хлорит, Zo – цоизит, Grs – гроссуляр, Crn – корунд, Amp – амфибол, Crd – кордиерит, And – андалузит, Pg – парагонит. Res – точность оценки имеющегося модального состава сравнительно с реальным химическим составом породы. Подробности расчета модального состава пород даются в работе К.В. Чудненко [Чудненко К.В, 2014].

Таблица 5.3.

Состав исходного раствора по основным компонентам, принятых при расчете модели образования корундов.

Компонент	Моляльность	Логарифм моляльности	Миллиграмм на килограмм раствора
C	0.05287	-1.277	635
Cl	0.1520	-0.818	5388
H	0.333	-0.478	335
O	0.09	-1.045	1443

Примечание: pH раствора = 1.5, Eh раствора, В = +0.0507, Ионная сила = 0.0473, отношение раствор /порода в модели равно по весу 15-20.

Затем флюид переходит в карбонатную породу и после реакции с ней, направляется вновь в алюмосиликатную породу (рис.5.1). Отношение флюид/порода в модели составляло по весу примерно 15-20. Один круговорот (шаг) флюида обозначается словом Time. На ПК «Селектор» можно задавать любое количество Time. Таким образом, шаг за шагом флюид, приходя в химическое равновесие с контактирующими породами, способен переносить растворимые компоненты породы в противоположных направлениях, создавая при этом метасоматическую зональность.

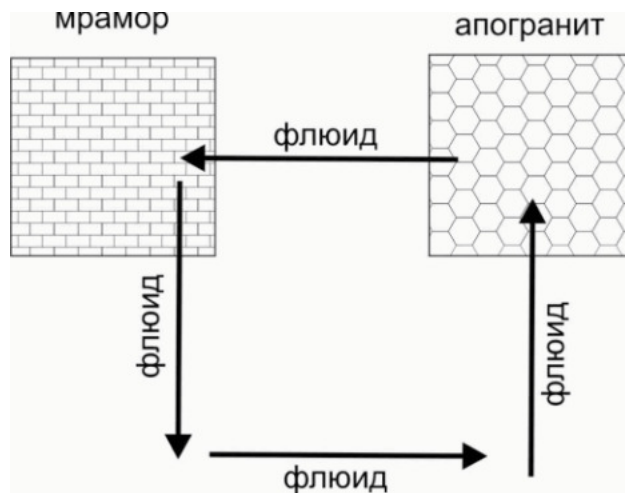


Рис.5.1 Модель перемещения флюида из гранитов в мрамора и в обратном направлении (показано стрелками)

Моделирование проводилось на основе внутренне согласованной термодинамической базы [Holland & Powell, 1998] и с учетом моделей минеральных твердых растворов. При моделировании газового флюида применялась идеальная

смесь реальных газов, причем зависимость термодинамических характеристик газов от давления вычислялась по модифицированному Б.И. Ли и М.Г. Кеслером [Lee & Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта-Вебба-Рубина. Критические параметры газов взяты из базы RPS [Рид и др., 1982]. Термодинамические свойства компонентов водного раствора учитывались по базе данных a_Sprons98, встроенной в ПК «Селектор». Индивидуальные характеристики активности ионов и нейтральных комплексов γ_j рассчитывались по модифицированному уравнению Дебая-Хюккеля [Shock et al., 1997].

При расчете корундовой модели составы гранитов и гранодиорита брались из таблицы 5.1. Состав доломитового мрамора был принят близким к реальному составу, но без клинопироксена, маргарита и графита. В задаче мрамор состоял из 10% кальцита и 90% доломита. Один пример расчета взаимодействия альбитизированного гранита с доломитовым мрамором при температуре 550°C при разной величине Time показан в таблице 5.4 и на рис. 5.2. В зависимости от величины Time по альбитизированному граниту формируется ряд метасоматических зон (в скобках приводится величина Time) – (1-5) - андалузит-кварцевая зона с плагиоклазом и небольшим количеством кордиерита; (10-15) – корунд-маргаритовая зона с небольшим количеством гроссуляра и флогопита; (20-90) – корунд-гроссуляровая зона с флогопитом. Корунд появляется в колонке только после полного исчезновения кварца.

Таблица 5.4

Минеральный состав (вес.%) реагирующего с мрамором (БС-187) альбитизированного гранита (БС-184) в зависимости от величины Time

Зона	Андалузит-кварцевая		Корунд-маргаритовая		Корунд-гроссуляровая							
	1	5	10	15	20	25	30	35	40	50	80	90
T=550°C												
Pl	32(An ₅₈)	56(An ₅₈)	15(An ₄₇)	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Qz	43	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	-	-	62	59	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	-	-	1	12	40	45	48	50	51	52	60	63
Crn	-	-	15	22	48	46	43	41	39	36	29	28
Amp	-	-	-	-	5	-	-	-	-	6	-	-
Crd	4	7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
And	21	33	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bt	-	-	5	6	7	9	9	9	9	5	10	-
Chl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8
pH	5.2	5.2	7.5	7.7	7.7	7.5	7.4	7.3	7.2	7	6.7	6.9

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

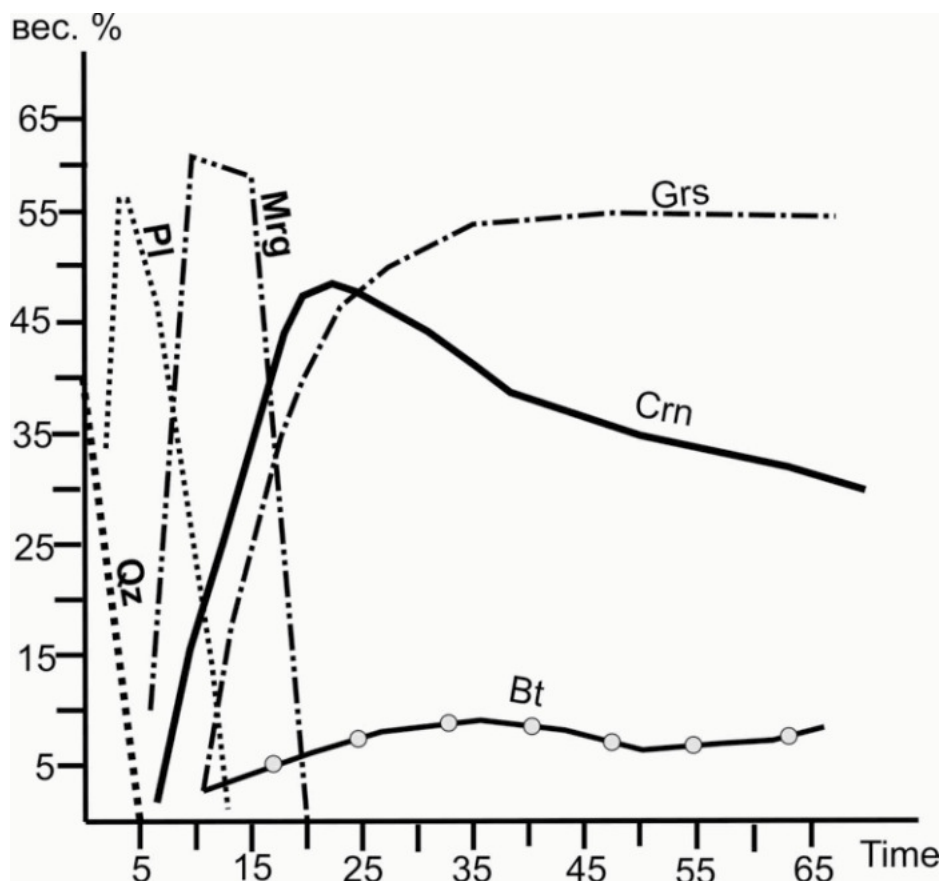


Рис.5.2 Изменение минералогического состава метасоматической колонки, развивающейся по альбитизированному граниту БС-184 при температуре 550⁰С, в зависимости от величины Time. Qz – кварц, Pl – плагиоклаз, Mrg – маргарит, Bt – биотит, Grs – гроссуляр, Crn – корунд.

5.3 Двойственное решение

Количественная модель биметасоматоза должна, очевидно, наглядно показать выравнивание величин химических потенциалов определенных компонентов, которое происходит под действием послемагматических растворов на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород. С ходом биметасоматоза различие между величинами химических потенциалов некоторых компонентов между реагирующими породами должно уменьшаться. В программном комплексе «Селектор» вычисление величин химических потенциалов осуществляется на основе так называемого принципа двойственности. Пользуясь этим принципом, возможно вычислить величины химических потенциалов всех независимых компонентов, которые входят в состав системы. Здесь необходимо напомнить понятийное содержание зависимого и независимого компонента. Зависимые компоненты – это компоненты определенного химического состава или миналы с определенной стехиометрией, на основе которых рассчитывается состав и термодинамические свойства минералов и флюидов.

Например, CO_2 , H_2O , $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, Fe_3O_4 и т.д. – зависимые компоненты. Независимые компоненты в данном контексте – просто химические элементы – Al, Fe, K, Mn, Na, Si, S, Ca, Mg, Ti, H, O, для которых на основе принципа двойственности рассчитываются химические потенциалы. В водном растворе электролита независимым компонентом является также электрон – \bar{e} .

Принцип двойственности заключается в том, что целевая функция прямой задачи – $\min G(m)$, принимает минимальное значение тогда и только тогда, когда целевая функция двойственной задачи – $\max F(m, u)$ достигает максимума, при этом два экстремума совпадают [Чудненко, 2010]:

$$\min G(m) = \max F(m, u)(1)$$

Утверждение (1) можно переписать в обычной термодинамической нотации таким образом:

$$\sum_j \mu_j m_j = \sum_i u_i N_i = G(m)(2)$$

В выражениях (1), (2): μ_j и u_i – химические потенциалы соответственно зависимых и независимых компонентов, m_j и N_i – их мольные количества. Связь между прямой и двойственной задачей выпуклого программирования устанавливается с одной стороны теоремой Куна – Таккера, а с другой – путем широкого обобщения преобразования Лежандра [Карпов, 1981]. Таким образом, принцип двойственности позволяет пересчитать потенциалы зависимых компонентов на потенциалы независимых компонентов.. Более того, интересно, что исходя из рассчитанных потенциалов независимых компонентов, мы на основе двойственного решения можем количественно вычислить потенциал любого компонента – Al_2O_3 , SiO_2 , K_2O , Na_2O , FeO , H_2O , O_2 или соединения, а также оценить щелочность, кремнеземистость или глиноземистость модельной системы. Этот способ оценки химизма среды в известных зарубежных программах [Powell & Holland, 2001] до сих пор не реализован, и даже в российской петрологической литературе малоизвестен, но он представляет собой новый мощный подход к оценке химизма среды сложных минеральных ассоциаций, флюида или раствора. Примеры применения двойственного решения с определением окислительного потенциала в безмагнетитовых метапелитовых гранулитовых ассоциациях приводились в работах [Авченко и др., 2009; Авченко и др., 2007]. Применение двойственного решения для оценки параметров Маргулеса, твердого

раствора магнезиального кальцита было продемонстрировано Д.А. Куликом [Kulik, 2006], а К.В. Чудненко [Чудненко, 2010] показал возможности двойственного решения для оценки Eh и Ph флюида и всей термодинамической системы.

5.4 О выравнивании химических потенциалов компонентов в зоне биметасоматоза.

Расчеты по двойственному решению позволяют количественно (кал/моль) измерить величины химических потенциалов различных компонентов в реагирующих породах и наглядно показать их выравнивание с возрастанием величины Time. Один пример выравнивания химических потенциалов SiO_2 , CaO , MgO , Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , H_2O , CO_2 с ходом возрастания величины Time показан в таблицах 5.5-5.7. Поскольку величина химического потенциала записывается с отрицательным знаком, то чем выше значение μ по абсолютной величине, тем меньше значение самого потенциала. Так величина μ , равная, к примеру, минус 100 кал/моль в 10 раз выше величины μ , равной минус 1000 кал/моль. Поэтому из проведенных расчетов (табл. 5.5-5.7) ясно видно, что SiO_2 двигается из альбитизированного гранита в мрамор, а CaO , MgO из мрамора в обратном направлении, поскольку движение компонента возможно только в сторону падения величины химического потенциала. Очевидно, что наша модель оказалась способной описать диффузионное перемещение компонентов. Из таблиц 5.5-5.7 также наглядно видно, что с увеличением Time, величина $|\Delta\mu|$, отражающая величину различия потенциалов породообразующих компонентов между реагирующими породами по абсолютной величине, постепенно уменьшается. Интересно, что скорость приближения $|\Delta\mu|$ к нулю оказалось разной. По степени скорости приближения разности потенциалов к нулю ряд подвижности компонентов, исходя из нашей модели, выглядит таким образом: H_2O , CO_2 , SiO_2 , K_2O , Na_2O , CaO , MgO , Al_2O_3 . Этот ряд подвижности оказывается довольно близким ряду подвижности компонентов при метасоматозе, полученным Д.С. Коржинским [Коржинский Д.С., 1955]. В особенности замечательно быстрое выравнивание потенциала CO_2 . В начале процесса (при небольших величинах Time) существует значительное различие по потенциалу CO_2 между доломитовым мрамором и альбитизированным гранитом. Но уже к пятнадцатому шагу (или Time) потенциал CO_2 между мрамором и гранитом практически выровнен (табл.5.7).

Таблица 5.5

Величины потенциалов компонентов SiO_2 , CaO , MgO (кал/моль) и разности потенциалов по абсолютной величине между породами - $|\Delta\mu|$, при температуре 500°C для взаимодействующих пород БС-184 (альбитизированный гранит) и БС-187 (доломитовый мрамор) в зависимости от величины Time

Потенциал компонента	μ_{SiO_2}			μ_{CaO}			μ_{MgO}		
	BC-184	BC-187	$ \Delta\mu $	BC-184	BC-187	$ \Delta\mu $	BC-184	BC-187	$ \Delta\mu $
Time									
1	-211390	-223605	12215	-178661	-167984	10677	-151057	-141916	9141
8	-211406	-218331	6925	-178126	-168988	9138	-150953	-142717	8236
15	-214462	-215743	1281	-173310	-169130	4180	-150021	-147782	2239
40	-215743	-216085	342	-170750	-169161	1589	-148965	-147057	1908
80	-215817	-215654	163	-170598	-169913	685	-148926	-147181	1745
90	-215817	-215802	15	-170599	-169819	780	-148927	-146983	1944
100	-215816	-215804	12	-170598	-169867	731	-148926	-146930	1996

Таблица 5.6

Величины потенциалов компонентов K_2O , Na_2O , H_2O (кал/моль) и разности потенциалов по абсолютной величине между породами - $|\Delta\mu|$ при температуре $500^\circ C$ для взаимодействующих пород БС-184 (альбитизированный гранит) и БС- 187 (доломитовый мрамор) в зависимости от величины Time

Потенциал компонента	μ_{K_2O}			μ_{Na_2O}			μ_{H_2O}		
	БС-184	БС-187	$ \Delta\mu $	БС-184	БС-187	$ \Delta\mu $	БС-184	БС-187	$ \Delta\mu $
Time									
1	-207869	-198821	9048	-185433	-176359	9074	-67827	-67840	13
8	-207203	-200154	7049	-184767	-177712	7055	-67857	-67852	5
15	-193622	-192827	795	-169956	-169161	795	-67858	-67853	5
20	-193875	-193066	809	-170249	-169448	801	-67857	-67854	3
40	-193908	-193286	622	-172042	-171424	618	-67858	-67853	5
80	-195338	-194780	558	-173556	-172998	558	-67858	-67853	5
90	-195904	-195450	454	-174150	-173696	454	-67858	-67854	4
100	-196585	-196141	444	-174857	-174413	444	-67857	-67857	0

Таблица 5.7

Величины потенциалов компонентов Al_2O_3 , CO_2 (кал/моль) и разности потенциалов по абсолютной величине между породами - $|\Delta\mu|$ при температуре 500°C для взаимодействующих пород БС-184 (альбитизированный гранит) и БС-187 (доломитовый мрамор) в зависимости от величины Time

Потенциал компонента	$\mu_{\text{Al}_2\text{O}_3}$			μ_{CO_2}		
	BC-184	BC-187	$ \Delta\mu $	BC-184	BC-187	$ \Delta\mu $
1	-388899	-401435	12536	119832	116252	3580
8	-389073	-403672	14599	115280	115247	33
15	-388416	-392919	4503	115107	115103	4
40	-388416	-391820	3404	115074	115074	0
80	-388416	-390864	2448	115036	115036	0
90	-388416	-390712	2296	115037	115038	1
100	-388415	-390561	2146	115036	115037	1

Следовательно, положения теории биметасоматоза о встречной диффузии компонентов и ряде их подвижности и, как показано ниже, об уменьшении числа сосуществующих фаз с увеличением степени интенсивности метасоматического процесса, описываются и подтверждаются нашей количественной моделью. Это свидетельствует в пользу адекватности нашей модели, охватывающей основные особенности биметасоматоза.

5.5 Особенности минералогического состава взаимодействующих пород

В таблицах 5.8-5.13 показаны результаты расчета взаимодействия различных грейзенизированных гранитов, гранодиоритов, пегматитов с доломитовым мрамором при температурах входящего флюида в 500-600°C в зависимости от величины Time. Кроме показанных в таблицах минералов, во всех примерах образуется еще апатит и рутил. Как видно из представленных расчетов (табл. 5.8-5.13) в моделях наблюдается метасоматическая зональность с двумя – тремя минералогическими зонами. Число сосуществующих минералов в зонах изменяется от пяти до двух, не считая апатита и рутила. Максимальное число минералов образуется только при небольших количествах Time, а с возрастанием Time число сосуществующих минералов уменьшается до двух. Корунд в одном примере отсутствует (в случае взаимодействия пегматита с мрамором, табл. 5.10), а в других его содержание достигает 48 вес.% (табл.5.8). Причины таких вариаций по количеству корунда рассматриваются ниже.

Марундиты и корундовые плагиоклазиты образовались в примерах взаимодействия мрамора с гранодиоритами и грейзенизированными гранитами (табл. 5.8, 5.9, 5.12). При взаимодействии гранодиорита с мрамором образуются парагенезисы корунда с маргаритом, хлоритом и гроссуляром (табл. 5.11). Характерно, что в корундовых плагиоклазитах образуется основной плагиоклаз, близкий по составу к анортиту. Такие особенности минералогического состава метасоматических зон близки природным корундовым плагиоклазитам [Россовский и Коноваленко, 1977]. Интересно, что корунд появляется в минеральных ассоциациях только после полного исчезновения кварца, несмотря на то, что в рассматриваемые задачи для решения «ПК Селектор» заведено 160 (!) соединений, описывающих состав твердых фаз.

Таблица 5.8

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) альбитизированного гранита (БС-184) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	6	20	42	80	5	20	40	80	10	30	50	80
Pg	28	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	-	-	-	-	56 (An ₅₈)	-	-	-	54(An ₉₀)	-	-	-
Qz	21	-	-	-	4	-	-	-	-	-	-	-
Chl	2	-	5	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	49	82	73	17	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	-	3	13	47	-	40	51	60	4	49	53	60
Crn	-	9	9	29	-	48	39	29	35	41	35	30
Amp	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	9	-
Crd	-	-	-	-	7	-	-	-	-	-	-	-
And	-	-	-	-	33	-	-	-	-	-	-	-
Bt	-	6	-	-	-	7	9	10	6	9	3	10
pH	5.2	7.2	7.0	6.8	5.3	7.7	7.2	6.7	8	7.5	7.2	6.9
lgf _{HCl}	-2.2	-4.3	-4.1	-3.9	-1.8	-4.2	-3.7	-3.2	-4	-3.5	-3.2	-2.9

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.9

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) гранатового гранита (БС-284/2) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	5	20	50	80	5	30	50	80	5	30	60	80
Pg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	-	-	12(An ₈₈)	49(An ₉₆)	17(An ₈₁)	-	8(An ₈₄)	44(An ₉₇)	24(An ₈₅)	60(An ₈₇)	74(An ₉₄)	29(An ₉₅)
Qz	52	-	-	-	42	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	19	60	78	49	-	75	86	56	26	-	-	69
Grs	-	-	2	2	1	-	-	-	1	3	2	2
Crn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	36	23	-
Crd	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
And	18	19	-	-	35	12	-	-	48	-	-	-
Ms	11	21	8	-	5	12	5	-	-	-	-	-
pH	5	5	5.3	5.6	5.2	5.4	5.5	5.5	5.2	5.5	5.6	5.8
lgf _{HCl}	-2.1	-2.1	-2.3	-2.6	-1.7	-1.9	-2	-1.9	-1.2	-1.4	-1.6	-1.7

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.10

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) пегматита (БС-170) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	5	20	50	80	5	20	55	80	5	20	60	90
Pg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	-	13(An ₉₉)	-	32(An ₉₀)	5(An ₉₈)	24(An ₉₈)	-	19(An ₉₈)	10(An ₉₈)	37(An ₉₈)	77(An ₉₈)	94(An ₉₈)
Qz	63	19	19	14	59	18	18	13	46	7	-	-
Chl	-	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	-	-	61	46	-	-	74	68	-	-	-	-
Crn	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crd	-	-	-	-	1	-	-	-	1	-	-	-
And	23	39	3	-	34	58	8	-	43	56	23	6
Ms	14	29	16	8	1	-	-	-	-	-	-	-
pH	4.5	4.5	4.4	4.6	4.7	4.7	4.7	4.7	4.8	4.8	4.8	4.8
lgf _{HCl}	-1.5	-1.5	-1.5	-1.7	-1.3	-1.2	-1.2	-1.2	-0.7	-0.72	-0.73	-0.75

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.11

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) гранодиорита (1-Б) при температурах 500, 550 и 600°C.

T°C	500				550				600			
Time	5	20	40	80	5	20	60	80	5	20	40	80
Pg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	-	-	-	-	-	-	-	-	27(An ₉₉)	-	-	-
Qz	34	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	-
Chl	6	12	12	12	-	10	13	13	2	1	1	2
Mrg	50	39	32	35	63	78	3	-	54	-	-	-
Grs	-	20	25	27	-	-	38	42	-	-	-	-
Crn	-	26	28	24	-	8	43	42	-	31	31	31
Amp	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Crd	-	-	-	-	17	-	-	-	16	-	-	-
And	6	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-
Bt	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ms	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cal	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
Cpx	-	-	-	-	-	-	-	-	-	66	65	64
pH	4.7	5.5	5.2	5.5	4.8	6	5.5	5.6	4.7	6.2	6.2	6.2
lgf _{HCl}	-1.8	-2.6	-2.8	-2.6	-1.3	-2.5	-2	-2.1	-0.7	-2.2	-2.2	-2.2

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.12

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) калиевого субщелочного гранита (БС-267) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	5	20	40	90	5	20	40	80	5	20	40	80
Pl	-	9(An ₉₆)	-	-	-	12(An ₉₅)	25(An ₉₅)	5(An ₉₄)	2(An ₉₁)	15(An ₉₄)	30(An ₉₄)	54(An ₉₄)
Qz	55	-	-	-	44	-	-	-	30	-	-	-
Mrg	-	-	-	47	-	-	-	64	-	-	-	-
Crn	-	1	4	-	-	4	9	-	-	15	20	18
Crd	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
And	21	31	-	5	31	43	26	-	42	32	13	-
Ms	24	59	96	48	24	41	39	30	24	37	35	27
pH	4.3	4.5	5.4	4.5	4.6	4.8	4.8	5	5	5.1	5.1	5.4
lgf _{HCl}	-1.5	-1.7	-2.6	-1.6	-1.2	-1.4	-1.4	-1.5	-1	-1.2	-1.2	-1.5

Примечание: индексы минералов даны в таблице 5.2.

Таблица 5.13

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) высокоглиноземистого гранита (БС-269) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	5	20	40	80	5	20	60	80	5	10	40	80
Pl	-	-	-	-	-	-	27(An ₉₉)	75(An ₉₉)	31(An ₉₉)	58(An ₉₉)	100(An ₉₉)	100(An ₉₉)
Qz	60	-	11	10	51	-	-	-	31	-	-	-
Mrg	-	-	55	84	-	-	73	25	-	25	-	-
Crn	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-
And	34	41	34	6	40	46	-	-	37	17	-	-
Ms	6	59	-	-	9	51	-	-	-	-	-	-
Cal	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pH	4.4	4.7	4.1	4.1	4.8	5.1	4.2	4.2	4.3	4.4	4.8	4.8
lgf _{HCl}	-1.5	-1.9	-1.2	-1.2	-1.3	-1.7	-0.78	-0.78	-0.3	-0.3	-0.77	-0.77

Примечание: индексы минералов даны в таблице 5.2.

Таблица 5.14

Минеральный состав доломитового мрамора (БС-187), реагирующего с калиевым субщелочным гранитом (БС-267) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	5	20	40	90	5	20	40	80	5	20	40	80
Amp	1	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fo	20	-	-	-	12	-	-	-	3	-	-	-
Cal	37	7	6	3	25	7	5	3	12	7	5	2
Cpx	41	92	94	96	62	93	95	97	85	93	95	97
Oam	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-
pH	6	5.7	5.6	6.0	6.3	6.3	6.3	6.4	6.7	6.8	6.8	6.9

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.15

Минеральный состав доломитового мрамора (БС-187), реагирующего с пегматитом (БС-170) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	6	20	42	80	5	20	40	80	10	30	50	80
Fo	14	-	-	-	11	-	-	-	-	-	-	-
Cal	29	7	5	2	25	7	5	2	7	5	3	-
Cpx	56	93	95	97	63	93	94	97	93	94	97	100
pH	5.7	5.7	5.7	5.8	6.2	6.2	6.2	6.2	6.5	6.5	6.5	5.2

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.16

Минеральный состав доломитового мрамора (БС-187), реагирующего с альбитизированным гранитом (БС-184) при температурах 500, 550 и 600°C

T°C	500				550				600			
Time	6	20	42	80	5	20	40	80	10	30	50	80
Grs	-	-	12	17	-	13	17	18	2	16	18	18
Amp	-	7	16	20	-	6	18	25	-	16	21	24
Fo	14	-	-	-	11	-	-	-	-	-	-	-
Cal	29	6	3	-	25	-	-	-	6	-	-	-
Cpx	56	83	68	62	63	81	65	56	92	68	61	58
Oam	-	4	4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
pH	6.3	7.4	7.1	6.9	6.6	7.8	7.3	6.8	8.2	7.8	7.4	7.0

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Это свидетельствует о выполнении принципа локального (мозаичного) химического равновесия Д.С. Коржинского при метасоматозе и адекватности принятой модели образования корундсодержащих пород. По мрамору образуются, главным образом, парагенезисы клинопироксена (диопсида) с кальцитом (табл. 5.14, 5.15), к которым иногда могут добавляться форстерит, амфибол или гроссуляр (табл. 5.16). Величина рН раствора, находящегося в равновесии с мрамором, обычно выше, чем в равновесии с гранитоидом (см табл. 5.8 и 5.16).

5.6 Основные факторы, контролирующие образование корунда в десилицированных породах

Как показали проведенные модельные расчеты, главные факторы, контролирующие образование корунда вследствие диффузионного биметасоматоза на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород – это температура, величина кислотности-щелочности воздействующего флюида и величина глиноземистости пород. Рассмотрим последовательно названные факторы.

Температура. Известно, что в природе корунды встречаются в широком диапазоне температур: от 500° до 1000°C. Низкотемпературное образование подчеркивают парагенезисы корунда с маргаритом [Россовский и Коноваленко, 1977], а высокотемпературный генезис корунда фиксируют находки корунда и сапфира в щелочных базальтоидах [Oakes et. al. 1996; Hauzenberger et.al., 2005]. Моделирование, проведенное автором, хорошо подтверждает возможность образования корунда в широком диапазоне температур, поскольку парагенезисы с корундом возникают в нашей модели в интервале температур от 450° до 850°C (табл. 5.17, 5.18). Вместе с тем, моделирование указывает, что с понижением температуры поле устойчивости корунда уменьшается. Это следует из того, что при температуре 450°C разнообразие минеральных парагенезисов, в которых встречается корунд, сокращается, а сам корунд при этом образуется в минимальных количествах (табл. 5.17). Наиболее оптимальный диапазон температур образования корунда при метасоматозе с участием послемаматического флюида определяется интервалом 500-600°C (табл. 5.8-5.13). Этот диапазон температур хорошо подтверждается природными наблюдениями [Россовский и Коноваленко, 1977].

Таблица 5.17

Минералогический состав реагирующих с мрамором (БС-187) альбитизированного гранита (БС-184), калиевого субщелочного гранита (БС-267) и гранодиорита (1-Б) при температуре 450°C.

Порода	Альбитизированный гранит				Калиевый субщелочной гранит				Гранодиорит			
Образец	БС-184				БС-267				1-Б			
Time T=450°C	5	20	40	80	5	24	40	80	5	20	40	80
Pg	23	6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Qz	36	-	-	-	58	-	-	-	41	-	-	-
And	-	-	-	-	19	-	-	-	4	-	-	-
Chl	2	4	4	4	-	-	-	-	5	11	13	17
Mrg	39	82	91	89	-	-	-	-	42	-	-	-
Grs	-	1	1	7	-	-	-	-	-	-	-	-
Crn	-	7	4	-	-	3	1.5	1.5	-	1	3	4
Ms	-	65	-	-	23	97	98.5	98.5	7	85	81	76
pH	4.8	6.8	6.8	6.5	5.0	5.0	5.3	5.3	4.4	5.5	5.4	5.4
lgf _{HCl}	-2.4	-5.3	-5.4	-5.1	-3.3	-2.7	-3	-3	-2.3	-2.3	-3.3	-3.2
lgf _{O2}	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26	-26

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.18

Минеральный состав реагирующего с мрамором (БС-187) альбитизированного гранита (БС-184) при температурах 700, 800 и 850°C

T°C	700				800				850			
	6	20	42	80	5	20	40	80	10	30	50	80
Time												
Pg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Pl	63(An ₈₁)				64(An ₇₅)				32(An ₆₈)			
Qz	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Chl	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Grs	1	50	57	60	3	50	58	63	24	51	58	63
Crn	30	41	33	28	26	42	33	26	38	40	33	27
Amp	-	-	3	11	2	-	-	2	-	-	-	-
Crd	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
And	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bt	6	9	7	-	5	8	9	8	6	8	9	9
pH	8.4	8.3	8.0	7.7	9.7	9.8	9.4	9.1	10	10	9.9	9.7

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Условия кислотности-щелочности. Представленная модель образования корундов при биметасоматозе ясно показывает, что корунд образуется в условиях повышенной щелочности. Это заключение следует из проведенного моделирования взаимодействия мрамора с высокоглиноземистым гранитом в условиях разного по щелочности флюида при температуре 600°C (табл. 5.19). Увеличение щелочности входящего флюида достигалось добавлением небольшого количества щелочей в исходный флюид. Как видно из таблицы 5.19, при величине pH флюида равной 4.3 – 5.1 корунд в минеральных ассоциациях отсутствует, но он появляется в подщелоченных флюидах с величиной pH выше 5.1. Надо заметить, что эта величина pH отражает интегральную щелочность, получающуюся при взаимодействии втекающего флюида с породой. Рассмотрение таблиц 5.8-5.13 и таблицы 5.19 наглядно подтверждает вывод о том, что корунд образуется, главным образом, во флюидах, величина pH которых отвечает интервалу 5-10 при температурах 500-850°C. Таким образом, наша модель образования корундов оказалась способной объяснить находки корундов и сапфиров именно в щелочных породах [Upton, 1999; Hauzenberger, 2005].

Величина потенциала глинозема породы. Корунд – оксид глинозема, поэтому величина потенциала глинозема породы несомненно должна иметь большое значение в условиях образования корунда. В пегматите нам не удалось получить корунды при изменении щелочности и температуры (табл. 5.15). Причина этого ясна – эта порода, видимо, имеет изначально низкий потенциал глинозема сравнительно с другими породами. Пользуясь методологией двойственного решения можно легко рассчитать и сравнить величину потенциала Al_2O_3 ($\mu_{Al_2O_3}$) при данном составе флюида и P-T условиях в разных породах. Для этого мы выполнили модель равновесия чисто водного флюида с гранитоидами из таблицы 5.1, что дало нам возможность вычислить величину потенциала глинозема в данных породах при заданных условиях. Результаты расчета показаны в таблице 5.20.

Как видно из таблицы 5.20, пегматит действительно имеет наиболее низкий потенциал глинозема (наиболее высокую оценку потенциала глинозема по абсолютной величине) сравнительно с гранитами района Сутара. Очевидно, низкий потенциал глинозема пегматита осложняет образование корунда при его взаимодействии с мрамором. Следовательно, обогащенные глиноземом и щелочами породы являются благоприятной средой для образования корунда в результате процесса биметасоматоза.

Таблица 5.19

Изменение минерального состава реагирующего с мрамором (БС-187) высокоглиноземистого гранита (БС-269) в зависимости от рН при температуре 600°C

T°C	600				600				600			
	5	10	40	80	5	10	40	80	5	10	40	80
Pl	31(An ₉₉)	58(An ₉₉)	100(An ₉₉)	100(An ₉₉)	2 (An ₉₉)	5(An ₉₉)	-	-	1 (An ₉₇)	-	-	10 (An ₉₈)
Qz	31	-	-	-	24	-	-	-	-	-	-	-
Mrg	-	25	-	-	-	-	31	54	-	4	11	1
Crn	-	-	-	-	-	8	8	2	-	5	2	-
Crd	-	-	-	-	12	-	14	-	10	9	-	-
And	37	17	-	-	30	32	-	-	8	-	-	-
Bt	-	-	-	-	-	10	-	8	-	-	9	10
Ms	-	-	-	-	31	45	47	36	67	82	78	78
pH	4.3	4.4	4.8	4.8	5.2	5.4	5.5	5.5	5.5	6.6	6.6	7.2
lgf _{HCl}	-0.3	-0.3	-0.77	-0.77	-1.4	-1.6	-1.7	-1.7	-2	-3.1	-3.1	-3.7

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

Таблица 5.20

Величина потенциала компонента Al_2O_3 (кал/моль) в породах района исследования при температуре 500°C

Порода	Пегматит	Калиевый субщелочной гранит	Гранатовый гранит	Высокоглиноземистый гранит	Альбитизированный гранит
№ обр.	БС-170	БС-267	БС-284/2	БС-269	БС-184
T=500°C					
$\mu_{Al_2O_3}$	-391250	-391136	-391088	-390504	-389635

5.7 Об образовании высоких содержаний корундов

В представленной модели образования корундсодержащих пород максимально высокое содержание корунда достигало 48 вес. % (табл. 5.8). Конечно, нельзя исключить того, что если принять состав входящего флюида несколько другим, с добавкой, к примеру, фтора, щелочей или серы, то окажется возможным получить высокие содержания корундов в процессе диффузионного биметасоматоза. Однако, появление высоких содержаний корундов можно объяснить и несколько другим путем, допуская наложение инфильтрационных процессов на уже образовавшиеся марундиты или корундовые плагиоклазиты. С течением времени движущая сила встречной диффузии компонентов должна неизбежно уменьшаться по мере выравнивания разности химических потенциалов между реагирующими породами. Это может привести к сквозному просачиванию флюида через сформированные метасоматиты, что приведет к выносу породообразующих компонентов из метасоматитов во флюид, обогащению их глиноземом и увеличению валового содержания корунда. Определяющую роль в таком механизме обогащения играет величина отношения флюид/порода - W/R , описывающая последовательное прохождение флюида через породу. Эта величина выражается простой формулой:

$$W/R = M_{\text{fluid}}/M_{\text{rock}}(1)$$

В формуле (1) M_{fluid} , M_{rock} - масса флюида и масса породы, выраженные в граммах.

На ПК Селектор мы построили модель инфильтрации флюида через уже сформированные марундиты. Все входные термодинамические данные по компонентам флюида, газам и твердым фазам были взяты такими же как и в вышеописанной модели диффузионного биметасоматоза. Первичная порода, через которую проходил направленный поток флюида, состояла из корунда (9 вес.%), граната (3 вес.%), маргарита (82 вес.%) и флогопита (6 вес.%). Эта порода была получена в процессе рассмотрения взаимодействия альбитизированного гранита с мрамором при температуре 500°C и Time 20 (табл.5.8). Последовательное возрастание отношения W/R в инфильтрационной модели привело к исчезновению из парагенезиса биотита, граната и маргарита и увеличению содержания корунда почти до 100% (табл.5.21). Таким образом, инфильтрационная модель, наложенная на модель диффузионного биметасоматоза, объясняет образование высоких содержаний корундов.

Таблица 5.21

Минеральный состав марундита при увеличении отношения флюид / порода по весу (W/R) при температуре 500°C и давлении 2500 бар

T=500°C							
P=2500 бар							
W/R	0.15	7.3	30	79	171	302	840
Bt	5.6	1.2	-	-	-	-	-
Grt	1.6	1.4	-	-	-	-	-
Amp	-	4.6	6	6	6	7	4
Zo	4.8	-	-	-	-	-	-
Mrg	78	82	82	76	65	50	-
Crn	10	10.3	12	18	28	43	96
pH	7.1	6.2	5.8	5.6	5.5	5.5	5.3

Примечание: индексы минералов даются в таблице 5.2.

5.8 Условия образования диаспора в первичных включениях по данным физико-химического моделирования

Изучению корундов посвящена обширная литература [Dharmaratne et al., 2002; Peretti et al., 2008; Schwarz et al., 2008; Shor & Weldon, 2009; Nguyen et al., 2011]. Диаспор в качестве дочерней фазы первичных флюидных включений известен на многих месторождениях и проявлениях корунда [Schmetzer & Medenbach, 1988; Maesschalck & Oen, 1989; Giuliani et al., 2003]. На основе экспериментальных и расчетных данных построены РТ-диаграммы системы диаспор-корунд-вода ($\text{AlO}[\text{OH}]-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$) [Haas, 1972; Perkins et al., 1979], позволяющие установить параметры кристаллизации твердых фаз. Однако, результаты этих экспериментов невозможно экстраполировать на природные обстановки, поскольку природные флюиды обогащены углекислотой, метаном и другими компонентами, что вызывает смещение равновесия диаспор-корунд в низкотемпературную область.

Напримере диаспора, впервые обнаруженного нами в корундах месторождения Сутара в качестве дочерней фазы первичных включений [Buravleva et al., 2016] с использованием современных методов анализа (методы термобарогеохимии, Рамановской спектроскопии) определены вероятные условия образования диаспора во включениях на основе физико-химического моделирования системы $\text{AlO}[\text{OH}]-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{CH}_4$.

Для выяснения термодинамических характеристик процесса образования диаспора в корунде были построены две модели. Первая модель рассматривает образование диаспора на корундовой матрице в чисто водном флюиде, с учетом результатов экспериментальных работ по системе диаспор-корунд [Haas, 1972; Perkins et al., 1979]. Вторая модель ориентирована на рассмотрение условий образования диаспора в природной обстановке. Она рассчитывается с флюидом, состоящим из газовой смеси - $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{CO}-\text{CH}_4$.

Физико-химическое моделирование проводилось на программном комплексе «Селектор» минимизацией потенциала Гиббса. на основе внутренне согласованной термодинамической базы [Holland & Powell, 1998]. Термодинамические свойства компонентов водного раствора учитывались по базе данных a_Sprons98, встроенной в ПК «Селектор». Индивидуальные характеристики активности ионов и нейтральных комплексов γ_j рассчитывались по модифицированному уравнению Дебая-Хюккеля [Shock et al., 1992]. При моделировании газового флюида применялась идеальная смесь реальных газов, причем зависимость термодинамических характеристик газов от

давления вычислялась по модифицированному Б.И. Ли и М.Г. Кеслером [Lee & Kesler, 1975] уравнению состояния Бенедикта-Вебба-Рубина. Критические параметры газов взяты из базы RPS [Рид и др., 1982]. Согласно принятой модели рассчитывается фугитивность реальных газов, но взаимодействие газов между собой не учитывается. Эта модель газового флюида вполне рациональна в области не слишком высоких давлений и она обычна в петрологических и экспериментальных работах [Чудненко, 2010].

5.8.1 Первая задача. Система диаспор-корунд-вода

Модель состояла из двух резервуаров. В первый резервуар помещается 10 молей воды, которая в процессе моделирования переходила во второй резервуар, где находилась Al_2O_3 в количестве 0.01 моля. Во втором резервуаре, при заданных температуре и давлении, проходила реакция: $\frac{1}{2} Al_2O_3 + \frac{1}{2} H_2O = AlOOH$. Положение линий равновесия диаспор-корунд по расчетным данным показано на рис. 5.3 (пунктирные линии), причем сопоставление расчетных температур с экспериментальными по [Haas, 1972] (рис. 5.3, сплошная красная линия), при заданном давлении, показывает хорошую сходимость.

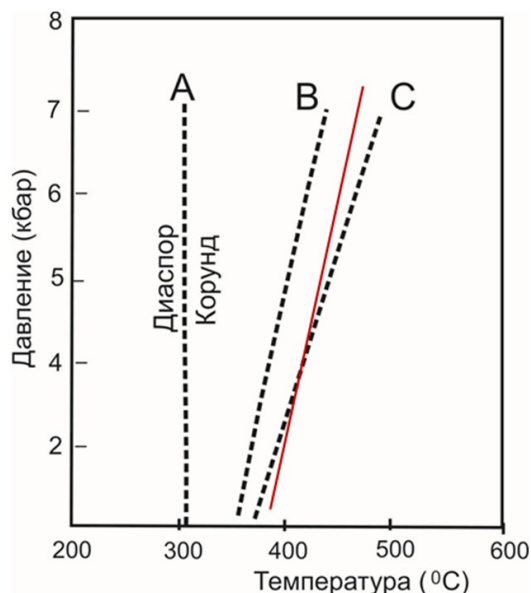


Рис. 5.3. Положение линии равновесия диаспор-корунд на P-T диаграмме при разном мольном отношении H_2O/CO_2 . Пунктирные линии А, В, С - расчетные данные в газовой смеси. Сплошная красная линия - экспериментальные данные в системе $AlO(OH)-Al_2O_3-H_2O$, А – существенно углекислый флюид, отношение $H_2O/CO_2 = 1/30$; В – углекисло-водный флюид, отношение $H_2O/CO_2 = 30/10$; С – существенно водный флюид, отношение $H_2O/CO_2 = 30/1$;

Таблица 5.22

Сопоставление расчетных температур равновесия диаспор/корунд с экспериментальными по [Haas, 1972] в чистом водном флюиде при заданном давлении (графы 2, 3), расчетных молярности некоторых компонентов и величине pH.

P, бар	T, °C, расчет	T°С, эксп [Haas, 1972].	Al(OH) ⁺²	AlO ⁺	Al ⁺³	AlO ²⁻	pH
1	2	3	4	5	6	7	8
7500	460	460	$8 \cdot 10^{-12}$	$5 \cdot 10^{-10}$	$5 \cdot 10^{-16}$	$3 \cdot 10^{-5}$	4.2
2400	395	405	$5 \cdot 10^{-13}$	$2 \cdot 10^{-10}$	$6 \cdot 10^{-18}$	$10 \cdot 10^{-6}$	4.8
1000	370	375	$9 \cdot 10^{-14}$	$1 \cdot 10^{-10}$	---	$5 \cdot 10^{-6}$	5.1

Примечание: во всех опытах в равновесии присутствуют следы графита.

Расчеты также показывают (табл. 5.22), что комплексы алюминия присутствуют в водном растворе в исчезающе малых количествах. Таким образом, в области давлений 1000 -7500 бар в чистом водном флюиде реакция диаспор-корунд проходит при температурах 370-460 °C.

5.8.2 Вторая задача. Система AlO[OH]-Al₂O₃-H₂O-CO₂-CH₄

Эта модель, также как и первая, состояла из двух резервуаров. В первый резервуар помещались CO₂, H₂O и небольшое количество углерода. Эта смесь переходила во второй резервуар, где находилось Al₂O₃ в количестве 0.01 моля. Небольшое количество углерода подбиралось таким, чтобы во втором резервуаре образовалась углекислотно - метановая газовая смесь в мольном соотношении, близком к полученным нами при исследовании включений. Использовалось три варианта состава газовой смеси. В варианте А отношение H₂O/CO₂ (по количеству молей) было равно 1/30; в составе В – 30/10, и в варианте С- 30/1. Таким образом, в варианте А задача решалась с существенно углекислотным флюидом, в варианте В – с углекислотно-водным и в варианте С – с существенно водным газовым флюидом. Результаты расчетов показаны на рис. 5.3, а в таблице 5.23 приводятся данные по составу равновесной газовой смеси при P-T условиях равновесия диаспор/корунд для варианта А. На рис.5.3 видно сильное смещение равновесия диаспор/корунд в низкотемпературную область в вариантах А и В, сравнительно с положением равновесия диаспор/корунд в чисто водном флюиде. В то же время расчеты по

варианту С показали положение равновесия, близкое к рассчитанному в первой задаче.

Таблица 5.23.

Количества газов (мол.%) в равновесии диаспор/корунд при давлении 500-5000 бар и температуре 305°C (вариант расчета А)

Р,бар	Т, °С	CO ₂	СО	Н ₂	СН ₄	Н ₂ О
5000	305	0.984	$1.6 \cdot 10^{-6}$	$1.3 \cdot 10^{-4}$	0.016	-
2000	305	0.985	$9.6 \cdot 10^{-6}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$	0.016	$6 \cdot 10^{-6}$
1000	305	0.981	$1.5 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$	0.013	$5 \cdot 10^{-3}$
500	305	0.970	$2.5 \cdot 10^{-5}$	$1 \cdot 10^{-4}$	0.001	$29 \cdot 10^{-3}$

На основании вышеизложенного легко представить образование диаспора следующим образом. Очевидно, что кристаллы корунда на изучаемом месторождении при своем росте захватывали флюид, который сохранялся в образовавшихся включениях. В процессе постепенного снижения температуры, в закрытых включениях создавались условия для реакции захваченного флюида с внутренней поверхностью кристалла корунда, что и привело к образованию диаспора, согласно рассчитанной реакции (рис.5.3). При этом сами кристаллы корунда оставались устойчивыми вследствие быстрого ухода флюида из корундовых жил. Поскольку положение равновесия диаспор/корунд в варианте расчета А (рис. 5.3) не зависит от давления, а состав модельной газовой смеси практически совпадает с составом флюида, определяемым в первичных флюидных включениях по данным Рамановской спектроскопии (табл. 5.23), то можно полагать, что изучаемые дочерние фазы диаспора образовались при температуре не выше 305°C.

5.9 Результаты и выводы

Как показали проведенные модельные расчеты, главные факторы, контролирующие образование корунда вследствие диффузионного биметасоматоза на контакте алюмосиликатных и карбонатных пород – это температура, величина кислотности-щелочности воздействующего флюида и величина глиноземистости пород. Оптимальный диапазон температур образования корунда при метасоматозе с участием послемагматического флюида определяется интервалом 500-600°C.

Представленная модель образования корундов при биметасоматозе ясно показывает, что корунд образуется, главным образом, во флюидах, величина рН которых отвечает интервалу 5-10 при температурах 500-850°C. Таким образом, наша модель образования корундов оказалась способной объяснить находки корундов и сапфиров именно в щелочных породах. Обогащенные глиноземом и щелочами породы являются благоприятной средой для образования корунда в результате процесса биметасоматоза

На ПК Селектор мы выполнили модель инфильтрации флюида через уже сформированные марундиты. Все входные термодинамические данные по компонентам флюида, газам и твердым фазам были взяты такими же, как и в вышеописанной модели диффузионного биметасоматоза. Последовательное возрастание отношения массы флюида к массе породы в инфильтрационной модели привело к исчезновению из парагенезиса биотита, граната и маргарита, и увеличению содержания корунда почти до 100%. Таким образом, инфильтрационная модель, наложенная на модель диффузионного биметасоматоза, объясняет образование высоких содержаний корундов.

На примере диаспора, впервые обнаруженного нами в корундах месторождения Сутара, в качестве дочерней фазы первичных включений, с использованием современных методов анализа (методы термобарогеохимии, Рамановской спектроскопии) определены условия образования диаспора во включениях на основе физико-химического моделирования системы $AlO[OH]-Al_2O_3-H_2O-CO_2-CH_4$. Диаспор образовался в закрытых первичных включениях корундов в результате реакции захваченного существенно углекислого флюида с внутренней поверхностью минерала-хозяина при температуре 305 °C.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании выполненных исследований сделаны следующие выводы:

1. На исследуемой территории все типы гранитов являются высоко- и весьма высокоглиноземистыми. Исходя из геохимических данных можно предположить, что обогащение гранитоидов алюминием произошло при внедрении гранитоидов биробиджанского комплекса в высокоглиноземистые сланцы хинганской серии и гнейсы амурской серии. В результате последующего внедрения ордовикских высокоглиноземистых гранитоидов биробиджанского комплекса в раннекембрийские карбонатные породы хинганской серии образовались метасоматические зоны, благоприятные для корундообразования.

2. Установлено, что корунды из марундитов и россыпи имеют идентичные - метасоматические условия образования. Внедрение высокоглиноземистых гранитоидов в карбонатные породы привело к формированию флюида, состоящего из смеси углекислоты, метана, воды и щелочноземельных элементов, что создало геохимически благоприятную среду для десиликации алюмосиликатных пород и формированию метасоматических зон с корундовой минерализацией. В результате были образованы корундовые плагиоклазиты.

3. Дальнейшие метасоматические процессы привели к перекристаллизации и укрупнению кристаллов корунда, о чем говорят многочисленные вторичные газожидкие углекислотные включения.

4. На ПК Селектор, на основе равновесно-динамического подхода, выполнена количественная модель, наглядно демонстрирующая образование марундитов и корундовых плагиоклазитов в процессе реакционного взаимодействия гранитоидов и мраморов, при участии флюида, содержащего хлор. Образование высоких содержаний корунда вероятно происходило при инфильтрации хлоридного флюида в массу уже сформированных метасоматических корундосодержащих пород.

5. На ПК Селектор, на основе двойственного решения, рассчитаны величины химических потенциалов ряда компонентов, доказывающие перемещение кремния из гранитоидов в мрамора, а кальция и магния в обратном направлении. Установлен ряд подвижности компонентов, в первом приближении соответствующий ряду подвижности Д.С. Коржинского.

6. Выявлены основные факторы, контролирующие образование корунда в процессе биметасоматоза, к которым относятся температура, величина кислотности-щелочности флюида и величина глиноземистости пород. Установлено, что

оптимальные условия образования корунда составляют 500-600°C при pH флюида 5-9.

7. Диаспор образовался в закрытых первичных включениях корунда в результате реакции захваченного флюида с внутренней поверхностью кристалла. Температура образования диаспора в первичных включениях корунда составляет 305°C.

8. Наличие в изучаемом районе гранитов, обогащенных щелочами и глиноземом, совместно с мраморами, могут указывать на вероятность обнаружения в данной местности корундосодержащих пород, что позволяет более целенаправленно проводить поиски корунда.

Защищаемые положения:

1. Источником россыпного ореола корундовой минерализации месторождения Сутара являются корундосодержащие метасоматические зоны, сформированные в результате постмагматического реакционного преобразования ордовикских высокоглиноземистых гранитов биробиджанского комплекса на контакте с вмещающими раннекембрийскими карбонатными породами хинганской серии. Реакционное взаимодействие гранитов и мраморов реализовалось, судя по составу первичных включений в корундах ($\text{CO}_2 + \text{CH}_4 +$ дочерняя фаза-диаспор), при участии существенно углекислотного относительно маловодного флюида.

2. Разработана модель образования марундитов и корундовых плагиоклазитов на основе равновесно-динамического подхода, реализованного на базе программного комплекса Селектор. Установлено, что марундиты и корундовые плагиоклазиты образовались в результате десиликации алюмосиликатных пород на контакте с карбонатными породами при участии флюида, содержащего хлор. Оптимальные условия корундообразования определяются интервалом температур 500-600°C и величиной pH, равному 5-9. Образование высоких содержаний корунда высоких содержаний корунда, вероятно, происходило при инфильтрации хлоридного флюида в массу уже сформированных метасоматических корундосодержащих пород.

3. Впервые обнаруженный на месторождении Сутара диаспор образовался в первичных включениях корундов в результате реакции захваченного существенно углекислого флюида с минералом-хозяином при температуре 305°C. Эта реакция при известном составе флюида и величине давления служит геотермометром.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авченко О.В., Чудненко К. В., Александров И.А. Основы физико-химического моделирования минеральных систем. - Москва: МАИК «Наука/Интерпериодика» Издательская фирма «Физико-математическая литература», 2009. - 1-ое издание : 1 : стр. 229.
2. Авченко О.В., Чудненко К.В., Александров И.А., Худоложкин В.О. Адаптация программного комплекса «Селектор-С» к решению проблем петрогенезиса метаморфических пород // Геохимия, 2011, № 2, с. 149-164
3. Авченко О.В., Вах А.С., Чудненко К.В., Худоложкин В.О.. Генезис гранатсодержащих пород Березитового месторождения (Верхнее Приамурье, Россия))// Геология рудных месторождений, 2014, том 56, № 1, с. 19–40.
4. Авченко О.В., К. В. Чудненко, В.О. Худоложкин, И. А. Александров. Окислительный потенциал и состав метаморфогенного флюида как решение обратной задачи выпуклого программирования//«Геохимия», №5, 2007, С. 547-558.
5. Анерт Э. Э. Богатства недр Дальнего Востока. – Хабаровск-Владивосток, Книжное дело, 1928. – 932 с.
6. Барнов Н. Г. Геологические условия локализации и предпосылки промышленной минерализации рубина в мраморах на примере месторождения Снежное (Центральный Памир) Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Липецкий государственный педагогический университет, Москва – 2010
7. Буканов В.В. Цветные камни. Энциклопедия. Санкт-Петербург. 2008. 415 с.
8. Буканов В.В., Липовский Ю.О. Новые находки благородного корунда в восточной части Балтийского щита. – В кн. Самоцветы. Л.: Наука, 1980. с. 110-116.
9. Буравлева С.Ю., Пахомова В.А., Тишкина В.Б. Корунды месторождения Сутара: условия образования, обзор минеральных парагенезисов и происхождение // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2014, Том 3, стр 12-19. (ISSN 0016-7762)
10. Буравлева С.Ю. Особенности минерации корунда на примере исследования месторождения Сутара (ЕАО)// Вестник ДВО РАН, 2014, №2, С. 68-72
11. Буравлева С.Ю. Авченко О.В., Пахомова В.А. Об условиях образования диаспора в первичных флюидных включениях в корунде месторождения Сутара

- (ЕАО, Дальний Восток России) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2017, №3, С. 14-19.
12. Буравлева С.Ю., Пахомова В.А., Залищак Б.Л., Екимова Н.И. Коллекционные корунды как источник информации об их происхождении // Материалы IV научной конференции «Геммология», Томск, 2009. С. 10-15.
 13. Буравлева С.Ю., Пахомова В.А., Остапенко Д.С., Зарубина Н.В., Тишкина В.Б., Федосеев Д.Г. Распределение редких элементов в корунде месторождений различного происхождения // Материалы третьей научной молодежной школы «Новое в познании процессов рудообразования», Москва, ИГЕМ РАН, 2013. С. 66-69.
 14. Васькин А.Ф. Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:200 000: Объясн. Зап./ Под ред А.Ф. Васькина. СПб., 1999. 186 с.
 15. Геншафт Ю.С. Мегакристаллы высокого давления – проблемы петрологии // Глубинные ксенолиты и строение литосферы. М.: Наука, 1987. с. 166-178.
 16. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России, в 2 кн., кн. 1.// Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. 572 с
 17. Граменицкий Е.Н. Петрология метасоматических пород. Учебник. М: ИНФРА-М, 2012. 221 с.
 18. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. – 2014. - Т. 55. - № 9. – С. 1356-1373
 19. Ермаков Н.П., Долгов Ю.А. Термобарогеохимия. М.: Недра, 1979. 271с.
 20. Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А., Зарайский Г.П., Омельяненко Б.И., Перцев Н.Н., Расс И.Т., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлеский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир. 1998. 489 с.
 21. Избродин И. А. Состав и условия метаморфизма высокоглиноземистых пород Юго-Западного Забайкалья. // Вестник Томского государственного университета. 2003. №3. С. 55 – 57.,
 22. Изох А.Э., Смирнов С.З., Егорова В.В., Чанг Туан Ань, Ковязин С.В., Нго Тхи Фьонг, Калинина В.В. Условия образования сапфира и циркона в областях базальтоидного вулканизма Центрального Вьетнама. Геология и геофизика. 2010, т. 51, №7, с. 925-943.
 23. Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1981. 247 с.
 24. Литвиненко А.К. Метасоматоз в контактах гнейсов и магнетитов на ЮЗ Памире. Изв. АН СССР, Сер. геол. 1992. №12. С. 142 – 149.

25. Литвиненко А.К. Минерагения сапфино- и рубиноносных метасоматитов юго-западного Памира. Липецк: ЛГПУ, 2006. 128 с.
26. Марченко Е.Я., Макаров Н.Н., Мацюк С.С. Маргарит и корунд марундита из битакских конгломератов Крыма // Минералогический журнал. 2001. Т. 23. №2/3. С. 12 – 14.
27. Мишин Л.Ф. Геохимия европия в магматических породах окраинно-континентальных вулканогенных поясов // Геохимия. 2010. №6. С.618-631.
28. Метасоматизм и метасоматические породы. Колл. авторов. Ред. В.А. Жариков, В.Л. Русинов. М.: Научный мир. 1998. 490 с.
29. Наковник Н.И. Вторичные кварциты СССР и связанные с ними месторождения полезных ископаемых // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965, с. 33-44
30. Одариченко Э.Г., Рейф Ф.Г., Залищак Б.Л., Пахомова В.А. Генезис корунда по термобарогеохимическим данным (месторождение Незаметнинское, Приморский край) // Вестник ДВО РАН, Владивосток, 2004, №5, С. 110-121
31. Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра. 1976. 287 с.
32. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.1. М.: Мир, 1987. 560 с.
33. Реддер Э. Флюидные включения в минералах. Т.2. М.: Мир, 1987. 632 с.
34. Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
35. Рейф Ф.Г., Ишков Ю.М. Возможности использования лазерного микроанализатора для изучения состава жидкой фазы индивидуальных включений // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. - М.: Недра, 1982. - С. 14-25.
36. Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М: Наука, 1990. 181 с.
37. Рид Р., Праусниц Дж., Шервуд Т. Свойства газов и жидкостей: Справ. Пособие.- Л.: Химия, Ленингр. Отделение. 1982. 592 с.
38. Рихтер Я.А. Геология полезных ископаемых. // Учебное пособие. Саратов. 2015. 121 с.
39. Россковский Л. Н., Коноваленко С.И. Корундовые плагиоклазиты Юго-Западного Памира. // Доклады АН СССР, 1977, Том 235, № 3, стр. 663-666.
40. Сенкевич Н.Н. Благородный корунд и шпинель // Методические указания по поискам и перспективной оценке месторождений цветных камней (ювелирных,

поделочных, декоративно-облицовочных). Вып. 13, Министерство геологии СССР, Всесоюзное промышленное объединение «Союзкварцсамоцветы». М., 1987. 77с.

41. Успенский Н.М. Негранитные пегматиты. М.: Недра, 1968.
42. Фишман А.М. Самоцветы севера Урала и Тиммана. // Сыктывкар, Изд-во Геопринт, 2006. с. 64-66
43. Хамлоет П., Писута-Арнонд В., Суттират С., Минеральные включения в сапфирах Месторождения Бо Флой (Канчанабури, Западный Таиланд), ассоциированного с базальтами: особенности их генезиса. // Геология и геофизика , 2014, т. 55, No 9, с. 1374—1391
44. Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. - Новосибирск. Академическое издательство «ГЕО» 2010. 283 стр.
45. Чудненко К.В, Авченко О.В., Вах А.С , Чудненко А.К. Петрологический инструмент для вычисления реального минерального состава горной породы (программа MS) // Геоинформатика, 2014, № 2. С. 44-54.
46. Чупин В.П., Косухин О.Н. Диагностика и методика изучения расплавных включений в минералах гранитоидов и пегматитов // Геология и геофизика. 1982. №10. С. 66-73.
47. Шарпенко, Л.Н. и др., 2013. TAS-диаграмма сумма щелочей–кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород. Региональная геология и металлогения 56, 40–50
48. Шваров Ю.В. Алгоритмизация численного равновесного моделирования динамических геохимических процессов // Геохимия, 1999, № 6. С. 646-652.
49. Щербакова С.В. О двух типах рубиновой минерализации в ультраосновном массиве Рай-Из на Полярном Урале. Л., 1976. ВСЕГЕИ. Труды. Т. 210, с. 111-119.
50. Amour St.N., Linnen R.L. Microprobe analysis of melt inclusions in sapphires from Bo Phloi, Thailand. // Terra Nostra 99/6: ECROFI XV. Abstracts and Program. Potsdam. 1999. P. 6.
51. Andersen, D. J., Lindsley, D. H., Davidson, P. M. QUILF: a PASCAL program to assess equilibria among Fe-Mg-Mn-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. Computers and Geosciences, 1993, 19, 1333-1350.

52. Baba S. Sapphirine-bearing orthopyroxene-kyanite/sillimanite granulites from South Harris, NW Scotland: evidence for Proterozoic UHT metamorphism in the Lewisian // *Contrib. Miner. Petrol.* 1999. V.136. P. 33 – 47.
53. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂ // *Jour. of Petrology*, 1988, v. 29, p. 445-522.
54. Breithaupt A Die Paragenesis der Mineralien – mineralogisch, geognostisch und chemisch beleuchtet, mit besonderer Rücksicht auf Bergbau //J.G. Engelhardt, Freiberg. 1849, 276 p.
55. Bronslow A.H. and Komorowski J.-C. Geology and origin of the Yogo sapphire deposit, Montana // *Economic Geology*. 1988. Vol. 83, N 4. p. 875-880.
56. Buravleva S.Y., Smirnov S.Z., Pakhomova V.A., Fedoseev D.G. Sapphires from the Sutara placer in the Russian Far East // *Gems & Gemology*. 2016, Volume 52, No. 3, p. 252-264
57. Burke E.A.J. Raman microspectrometry of fluid inclusions. // *Lithos*. 2001, Vol. 55, pp. 139-158
58. Cade A., Groat L.A. Garnet inclusions in Yogo sapphires. *Gem & Gemology*. 2006. Vol. 42, No. 3, p. 106.
59. Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M., Wu, T.W., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the island of Panarea: implication for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 115, p.367-395.
60. Capitani C., Brown T. H. The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non – ideal solutions // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1987. V.51. P. 2639- 2652.
61. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // 2005 *EPSL*, 236: 524–541.
62. Cooray P.G. (1994) The Precambrian of Sri Lanka: A historical review. *Precambrian Research*, Vol. 66, No. 1–4, pp. 3–18,
63. de Capitani C., Petrakakis K. The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software // *American Mineralogist*, 2010. V. 95. P. 1006-1016.

64. Dhamaratne P.G.R., Premasiri H.M.R., Dillimuni D. Sapphires from Thammannawa, Kataragama Area, Sri Lanka. // *G&G*. 2002, Vol. 48, No. 2, pp. 98–107, <http://dx.doi.org/10.5741/GEMS.48.2.98>
65. Doleis D. Manning C.E. Thermodynamic model for mineral solubility in aqueous fluids: theory, calibration and application to model fluid-flow systems. // *Geofluids*, 2010, p. 20-40.
66. Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // *ELSEVIER Journal of Geochemical Exploration* 112. 2012, pp. 1-20.
67. Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology* 42, p. 2033–2048.
68. Gubelin E.J., Koivula J.I. Photoatlas of Inclusions in Gemstones. Volume 3, 2008, P 181-309
69. Guo J., O'Reilly S.Y. and Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. Vol. 122. p. 368-386.
70. Giuliani G., Bubessy J., Banks D., Vinh H.Q., Lhomme T/, Pironon J., Garnier V., Trinh P.T., Long P.V., Ohnenstetter D., Schwartz D. CO₂-H₂S-COS-S₈-ALO(OH)-bearing fluid inclusions in ruby from marble-hosted deposits in Luc Yen, North Vietnam. // *Chemical geology.GEOELSEVIER*. 2003, pp. 167-185.
71. Haas G. Diaspore –crundum equilibrium determined by epitaxis of diaspora on corundum. // *American Mineralogist*. 1972, Vol. 57, pp. 1375-1385.
72. Hall A. L. On the marundites and allied corundum-bearing rocks in the Leydsdorp District of the Eastern Transvaal // *Ibid.* — 1922. — 25. — P. 43–67.
73. Harker A. The natural history of igneous rocks. Methuen. London, 1909.
74. Harvie C. E., Greenberg J. P., Weare J. H. A chemical equilibrium algorithm for highly non-ideal multiphase systems: free energy minimization. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1987. V. 51, № 5. - P. 1045-1057.
75. Hauzenberger, C.A., Häger, T., Sutthirat, C., Bojar, A.-V., Kienzel, N., 2005. Geochemical characterization of corundum from different gem deposits: a stable isotope and trace element study. *Gem-materials and modern analytical methods.— GEM.MAT. MAM, Hanoi, 3 rd international workshop*, pp. 55–62.
76. Helgeson H.C., Delany J.M., Nesbitt H.W., Bird D.K. Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals // *Amer. J. Sci.* 1978. V. 278A. - P. 1-229.

77. Helgeson H.C., Kirkham D.H., and Flowers G.C. Theoretical prediction of the thermodynamic behavior of aqueous electrolytes at high pressures and temperatures; IV. Calculation of activity coefficients, osmotic coefficients, and apparent molal and standard and relative partial molal properties to 600 °C and 5 kb // *Amer. J. Science*. 1981. V. 281. P. 1249-1516.
78. Holland T.J.B, Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *Journal of Metamorphic Geology*. 1998, V. 16, № 3, pp. 309-343.
79. Hughes R.W. *Ruby & sapphire*, RWH publishing, USA, 1997, 512 p
80. Iyer L.A.N. The geology and gemstones of the Mogok stone tract. – *Burma Minoirs of the Geolog. Sur. of India*. 1953, vol. 82, p. 7-100.
81. Kitawaki Hiroshi. Origin Determination of Blue Sapphire using LA-ICP-MS Analysis. A new technique for the analysis of corundum using laser ablation ICP-MS // *Agilent technology application. GAAJ-Zenhokyo Laboratory. Tokyo. 2004.* [электронный ресурс: <http://gaa-j-zenhokyo.easystockhosting.com/news/2>]
82. Kulik D.A. Dual-thermodynamic estimation of stoichiometry and stability of solid solution end members in aqueous–solid solution systems // *Chemical Geology* 225 . 2006. 189– 212 .
83. Le Bas, M.J. et al., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 745–750.
84. Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre J., Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Streckeisen A., Woolley A.R., Zanettin B. *Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* // Blackwell Scientific Publication. 1989.
85. Lee B.I., Kesler M.G. Generalized thermodynamic correlations based on three-parameter corresponding // *AICHEJ*. 1975. V. 21. № 3. pp. 510–527.
86. Maeda J. Opening of the Kuril Basin Deduced from the magmatic history of Central Hokkaido, northern Japan. *Tectonophysics*, 1990. №. 174. P. 235-255.
87. Maesschalck A.A., Oen I.S. Fluid and mineral inclusions in corundum from gem gravels in Sri Lanka. // *Mineralogical Magazine*. 1989, Vol.53, pp. 539-545.
88. McDonough, W.F., Sun, S.-S. Composition of the Earth. // *Chemical Geology*, 1995 V. 120. P.223-253.
89. Nguyen N.K., Chakkaphan S., Duong A.T., Nguyen V.N., Nguyen T.M.T., Nguy T.N. Ruby and sapphire from the Tan Huong–Truc Lau Area, Yen Bai Province, northern

- Vietnam. //Gems & Gemology. 2011, Vol. 47, No. 3, pp. 182–195, <http://dx.doi.org/10.5741/GEMS.47.3.182>.
90. Oakes G.M., Barron L.M., Lishmund S.R. Alkali basalts and associated volcanoclastic rocks as a source of sapphire in eastern Australia // Australian Journal of Earth Sciences. 1996. Vol. 43. p. 289-298.
 91. O`Reilly S.Y. and Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. Vol. 122. p. 368-386.
 92. Pakhomova V.A., Buravleva S.Yu., Kurnosov A.L., Zalishchak B.L., Tishkina V.B., Fedoseev D.G., Zharchenko S.Yu., Mouzhevsky D.A., Ushkova M.A. Corundums and Marundites of the Sutara Deposit (The Russian Far East) The Journal of The Gemmological Association of Hong Kong, 2009, p. 47 – 49.
 93. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of the granitic rocks // Journal of Petrology, 1984. V.25. P.956-983.
 94. Peccerillo A., Taylor, S. R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey // Contributions to Mineralogy and
 95. Peretti A., Peretti F., Kanpraphai A., Bieri W.P., Hametner K., Günther D. Winza rubies identified. // Contributions to Gemology. 2008, No. 7, Second Edition. GRS Gemresearch Swisslab, Switzerland, 97 pp.
 96. Perkins D., Essene E.J., Westrum E.F., Wall V.J. New thermodynamic data for diaspore and their application to the system $Al_2O_3-SiO_2-H_2O^1$. // American Mineralogist. 1979, Vol. 64, pp. 1080-1090. Petrology, 1976. V. 58, p. 63–81.
 97. Peucat J.J., Ruffault P., Fritsch E., Bouhnik-Le Coz M., Simonet C., Lasnier B. (2007) Ga/Mg ratio as a new geochemical tool to differentiate magmatic from metamorphic blue sapphires. Lithos, Vol. 98, pp. 261–274, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2007.05.001>
 98. Powell R., Holland T. Course Notes for "THERMOCALC Workshop 2001: Calculating metamorphic Phase Equilibria" (on CD-ROM). 2001 (<http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/index.html>).
 99. Robie R.A., Hemingway B.S. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298.15K and 1 bar (105 Pascals) pressure and at higher temperatures // U. S. Geol. Survey Bull. V. 2131. Washington. 1995. 461 p.
 100. Reid R., Prausnitz J., Sherwood T. The properties of gases and liquids, 3d edition, McGrawHill Book Company, New York, 1977, 592 p. Sajeev K., Osanai Y. (2004) Ultrahigh-temperature metamorphism (1150 °C, 12 kbar) and multistage evolution of

- Mg-, Al-rich granulites from the Central Highland Complex, Sri Lanka. *Journal of Petrology*, Vol. 45, No. 9, pp. 1821-1844
101. Schmetzer K., Medenbach O. Examination of three-phase inclusions in colorless, yellow, and blue sapphire from Sri Lanka. // *Gems & Gemology*. 1988, No 2, pp. 107-111.
 102. Schulze D.J. A classification scheme for mantle-derived garnets in kimberlite: A tool for investigating the mantle and exploring for diamonds. *Lithos*. 2003. Vol. 71, No. 2/4, pp. 195–213, [http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937\(03\)00113-0](http://dx.doi.org/10.1016/S0024-4937(03)00113-0).
 103. Schwarz D., Kanis J., Schmetzer K. Sapphires from Antsiranana Province, Northern Madagascar // *Gem & Gemology*, 2000. V.36, №3. P. 216-233.
 104. Schwarz D., Pardieu V., Saul J.M., Schmetzer K., Laurs B.M., Giuliani G., Klemm L., Malsy A-K., Erel E., Hauzenberger C., Toit G.D., Fallick A.E., Ohnenstetter D. Rubies and sapphires from Winza, Central Tanzania // *Gems & gemology*. 2008. V. 44; № 4. P.322 – 347
 105. Shigley J. E., Laurs B.M., Janse A.J. Gem Localities of the 2000s // *Gems & Gemology*. 2010, Vol. 46, No. 3, pp. 188–216
 106. Shor R., Weldon R. Ruby and sapphire production and distribution: a quarter century of change. *Gems & gemology*, 2009, Vol. 45, No. 4, pp. 236-259
 107. Shock, E.L., Sassani, D.C., Willis, M. and Sverjensky, D.A. Inorganic species in geologic fluids: Correlation among standard molal thermodynamic properties of aqueous ions and hydroxide complexes, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61, 907–950.
 108. Shock E.L., Oelkers E.H., Johnson J.W., et.al. (1992) Calculation of thermodynamic and transport properties of aqueous species at high pressures and temperatures: Effective electrostatic radius to 1000⁰C and 5 kbar. *Journal Chem. Soc. Faraday Trans.* 88, 803–826
 109. Silva K.K.M.W., Siriwardena C.H.E.R. Geology and the origin of the corundum-bearing skarn at Bakamuna, Sri Lanka // *Mineralium Deposita*. 1988. Vol. 23. p.186-190.
 110. Simonet C., Fritsch E., Lasnier B. A classification of gem corundum deposits aimed towards gem exploration // *Ore Geology Reviews*. 2008. V. 34. N1/2. P.127 – 133
 111. Stephenson P.J. Sapphire and zircon in some basaltic rocks from Queensland, Australia. // *Abstr. 25th Int. Geol. Congr., Sydney, 2. 1976. p. 602-603.*
 112. Streckeisen A. To each plutonic rock its proper name // *Earth Science reviews. International Magazine for Geo-Scientists*. 1976. Vol. 12. p. 1-33.

113. Sun, S., McDonough, W.F., Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London. 1989. Special Publications 42, 313–345.131.
114. Sutherland F.L., Bosshart G., Finning C.M., Hoskin P.W.O., Coenraads R.R. Sapphire crystallization, age and origin, Ban Huai Sai, Laos: age based on zircon inclusions // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. Vol. 20. p. 841-849.
115. Sutherland F.L., Finning C.M. Gem-bearing basaltic volcanism, Barrington, New South Wales: Cenozoic evolution, based on basalt K-Ar ages and zircon fission track and U-Pb isotope dating // Australian Journal of Earth Sciences. 2001. Vol. 48. p. 221-237.
116. Sutherland F.L., Schwarz D. Origin of gem corundums from basaltic fields // Australian Gemmologist. 2001. Vol. 21. p. 30-33.
117. Taylor, S.R. and McLennan, S.M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. Reviews in Geophysics 33: 241-265.
118. Vielzeuf D., Montel J.M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. v. 117. p. 375-393
119. Weaver, B.L. and Tarney, J. (1984). Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature 310: 575-577.
120. Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W.,. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, V.95, P. 407–419.
121. Whitney D.L. Coexisting andalusite, kyanite, and sillimanite: Sequential formation of three Al_2SiO_5 polymorphs during progressive metamorphism near the triple point, Sivrihisar, Turkey // Amer. Miner. 2002. V. 87. P. 405 – 416.
122. Wilson M. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman, London, 1989.
123. Zwaan J.C. (Hanco), Buter Eric, Mertz-Kraus Regina, Kane Robert E. Alluvial sapphires from Montana: inclusions, geochemistry, and indications of a metasomatic origin. // Gem & Gemology. 2015. V.51, №4. p. 370-391

Фондовая

124. Ермаков Л.Г. Основные черты геологического строения и ураноносность Сололийской вулcano-тектонической депрессии (Центральная часть Хингано-Олонойского вулcano-тектонического грабена, хр. Мал.Хинган). Отчет Облученской партии Полевой экспедиции ДВИМСа за 1968-1970гг.), 1971.

- 125.Ивлиев Д. И.Отчет о геологических и поисково-разведочных работах Бирской партии на Малом Хингане. Фонды ДВГУ, 1938.
- 126.Ильина Н.С. Типы россыпных месторождений золота на Малом Хингане и их положение в стратиграфическом разрезе. Отчет Восточной партии НИГРИЗолота по материалам полевых работ 1948 г. НИГРИЗолото. Фонды "Приморзолото", 1949.
- 127.Ициксон М.И., Шейн В.З. Отчет о геологопоисковых работах на корунд в Бирском районе ЕАО. Геологическое строение и корундовая минерализация района прииска Сутар. ДВГУ. Фонды ДВГУ, 1943.
- 128.Золотов М.Г., Кузьмичев В.А., Седельникова Е.Г. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Хингано-Буреинская, лист М-52-XXX. Объяснительная записка. В 2-х кн. М.:Госгеолтехиздат, 1959.
- 129.Коврижных Ю.Б Корундоносные формации Дальнего Востока. Отчет Амурской партии о результатах прогнозно-поисковых работ на благородный корунд, проведенных в 1988-1992 гг., в 2-х книгах. Далькварцсамоцветы. с. Красное 1993.г
- 130.Смертенко В.М., Казовская Л.Т Отчет о результатах ревизионный работ на цветные камни на территории Дальнего Востока и Северо-Востока СССР в 1980-83 гг. (в 4-х томах).
131. Фролов А.А. Корундоносные формации Дальнего востока. Отчет Амурской партии о результатах прогнозно-поисковых работ на благородный корунд. проведенных в 1988-92 гг в 2-х книгах. Далькварцсамоцветы. с. Красное 1993.г
132. Шапошников Е.Я. Корундовая минерализация прииска Сутар.1945 г. Отчет о результатах геолого-поисковых работ на корунд в 1943 и 1944 гг. в районе прииска Сутар Бирского района ЕАО Хабаровского края. Протокол ТКЗ № 30 от 4.12.1945 г.
133. Яворовский П.К. Геологические исследования в Малом Хингане в 1902 г. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Амурско-Приморский золотоносный район, вып. V, 1904.

Приложение 1

Химический состав горных пород месторождения Сутара

Порода	Гранито-гнейс		Гнейсы		Грейзены		Сланец	Мрамор	Диорит	Риолит
	Пегматит	БС- 170	БС- 189	БС- 259	БС- 300	БС-261				
Образец	БС- 170	БС- 189	БС- 259	БС- 300	БС-261	БС-283	БС-276	БС- 187	БС-220	БС-242
Главные элементы (мас.%)										
SiO ₂	78,62	64,03	61,94	61,58	78,85	77,45	65,36	2,84	62,2	79,1
TiO ₂	0,03	0,83	1,08	0,93	0,19	0,15	0,91	0,02	0,67	0,09
Al ₂ O ₃	11,98	17,85	17,86	16,53	13,42	14,75	17,86	0,35	18,52	10,04
Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	0,33	0,53	0,2	-	0,55	0,98
FeO	-	-	-	-	0,58	0,61	5,66	-	4,13	0,85
Fe2O3_tot	0,31	6,14	7,51	7,58	-	-	-	0,24	-	-
MnO	0,01	0,06	0,08	0,04	0,007	0,01	0,071	0,03	0,075	0,006
MgO	0,07	2,31	1,41	2,59	0,41	0,5	1,8	18,07	1,83	0
CaO	0,66	0,39	1,41	3,75	0,06	0,03	0,3	29,93	4,43	0,04
Na ₂ O	2,8	1,52	2,22	2,88	0,55	0,19	0,71	0,01	4,34	0,58
K ₂ O	4,82	3,23	2,39	2,01	3,83	4,75	3,84	0,04	2,02	7,63
P ₂ O ₅	0,04	0,06	0,09	0,16	0,03	0,03	0,09	<ПО	0,18	0,02
H ₂ O-	0,05	0,19	0,13	0,02	0	0,04	0,18	0,13	0,05	0
ппп	0,4	3,02	3,41	1,49	1,5	1,36	2,72	46	0,9	0,7
Total	99,8	99,62	99,52	99,56	99,77	100,41	99,7	97,66	99,89	100,04
Элементы-примеси (г/т)										
Be	1,53	2,06	1,99	3,06	0,91	1,04	1,61	0,19	1,5	2,08
V	0,83	145,6	167,6	98,52	15,5	17	120,4	2,58	55,9	5,6
Cr	1,81	98,07	120,2	127,2	14,7	24,7	63,7	2,16	31,2	8,9
Co	0,17	7,07	19,83	16,84	1,49	0,72	12,01	1,02	8,43	1,6
Ni	1,14	16,09	39,18	34,58	1,7	4,2	23,5	1,2	4,4	3,8
Cu	16,67	8,59	13,44	25,39	11	<10	10	<ПО	<10	<10
Zn	14,2	78	114,1	105,9	15,1	20	87,3	43,9	82,5	11,6
Ga	15,44	23,84	24,68	19,76	12,76	24,63	18,78	0,7	23,78	19,72
Rb	142	96,78	117,3	98,28	119,1	178,2	172,7	1,32	78,01	138,9
Sr	88,42	194,3	134,5	431,5	21,9	12,45	66,5	125,4	556,26	3,57
Zr	16,57	220,9	435,8	267,6	19,48	57,01	209,5	7,14	187,9	185,8
Nb	3,51	10,9	19,64	14,35	6,15	11,12	11,34	4,46	7,89	33,23
Mo	0,29	1,26	0,23	0,6	<0,1	<0,1	0,46	0,14	0,33	3
Cd	<ПО	0,39	0,59	0,06	-	-	-	0,05	-	-
Sn	0,8	0,1	3,79	6,24	9,07	18,23	3,44	<ПО	2,12	7,6
Cs	0,97	2,41	1,59	2,76	1,1	1,26	2,27	<ПО	0,9	0,62
Ba	191,7	890,5	453,2	512,5	765,6	1104	516,9	11,11	970,1	54,4
Hf	0,73	5,77	9,89	5,95	0,62	2,29	5,76	0,19	4,35	6,24
Ta	0,91	0,47	1,06	0,87	0,5	0,48	0,64	1,35	0,19	1,53
W	0,3	0,31	2,25	1,16	7,19	10,93	1,06	0,64	0,24	2,63
Pb	40,63	15,65	18,98	15,88	7,53	12,07	13,7	15,99	13,7	17,2
Th	2,31	11,23	14,37	12,18	1,87	11,46	10,57	0,19	7,63	15,74
U	0,77	1,86	2,26	3,21	0,65	1,88	2,35	0,03	1,43	6,08

Приложение 1

Химический состав горных пород месторождения Сутара

Порода	Пегматит	Гранито- гнейс	Гнейсы		Грейзены		Сланец	Мрамор	Диорит	Риолит
Образец	БС- 170	БС- 189	БС- 259	БС- 300	БС-261	БС-283	БС-276	БС- 187	БС-220	БС-242
Главные элементы (мас.%)										
Sc	0,65	31,20	33,28	26,52	3,30	3,80	19,10	0,65	8,00	0,10
Y	9,56	39,11	41,29	31,07	6,4	20,09	30,08	1,78	21,86	41,28
La	7,36	36,96	43,2	39,05	3,68	18,24	27,64	1,71	29,05	12,46
Ce	14,29	78,8	91,75	82,35	8,68	35,19	62,81	2,84	44,66	26,72
Pr	1,78	9,98	11,09	9,68	0,91	4,07	7,54	0,43	5,63	3,01
Nd	6,43	38,49	42,08	41,64	3,66	14,16	27,77	1,63	19,75	10,52
Sm	1,4	6,58	7,77	6,56	0,78	3,38	5,97	0,33	4,15	2,59
Eu	0,28	1,51	1,51	1,97	0,31	0,65	0,97	0,1	1,27	0,08
Gd	1,69	7,73	8,44	7,03	1,02	3,87	5,72	0,44	4,29	3,6
Tb	0,25	1,08	1,17	0,94	0,17	0,49	0,84	0,03	0,58	0,69
Dy	1,63	6,25	6,25	5,05	1,04	3,62	6,16	0,28	3,94	6,43
Ho	0,29	1,43	1,39	1,08	0,2	0,7	1,28	0,05	0,76	1,43
Er	0,62	4,54	3,98	3,18	0,53	2,02	3,67	0,16	2	3,99
Tm	0,09	0,7	0,67	0,46	0,06	0,32	0,57	0,06	0,25	0,57
Yb	0,53	4,32	3,76	2,71	0,58	1,84	4,13	0,1	1,42	4,08
Lu	0,1	0,8	0,7	0,4	0,11	0,24	0,61	0,03	0,25	0,6
Eu/Eu*	0,56	0,65	0,57	0,89	1,06	0,55	0,51	0,80	0,92	0,08
ΣREE	46,95	269,48	298,33	259,69	31,43	112,68	204,86	10,62	147,86	118,15

Примечание: "-" элемент отсутствует, <ПО – ниже предела обнаружения. Определение содержания главных элементов выполнено методом ИСП АЭС. Определение содержания H₂O, ППП, SiO₂ выполнено методом гравиметрии. Определение содержания элементов-примесей и редкоземельных элементов выполнено методом ИСП-МС, спектрометр Agilent 7500 с, ЦКП ДВГИ ДВО РАН.