

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-  
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

«СПбГУ»

Кафедра геохимии

**Пихулина Анастасия Владимировна**

**Минералого-геохимическая характеристика гранитов Адун-Челонского и  
Шерловогорского массивов в Восточном Забайкалье.**

Выпускная квалификационная работа магистра

по направлению 020700 «Геология»

«К ЗАЩИТЕ»

Научный руководитель:  
к.г.-м.н., доц Е.В.Баданина

\_\_\_\_\_ 2017  
«\_\_» \_\_\_\_\_

Заведующий кафедрой:  
д.г.-м.н., проф. Чарыкова М.В.

\_\_\_\_\_ 2017  
«\_\_» \_\_\_\_\_

Санкт-Петербург

2017

## Содержание

Введение.....	4
Глава 1. Геологическая характеристика Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.....	8
Глава 2. Петрографические и петрохимические особенности магматических пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.....	19
2.1. Петрографическая характеристика пород массивов	
2.1.1 Адун-Челонский массив	19
2.1.2 Шерловогорский массив.....	23
2.2. Петрохимическая характеристика пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.....	27
Глава 3. Типоморфные особенности главных породообразующих и акцессорных минералов.....	31
3.1. Слюды.....	31
3.2. Полевые шпаты.....	39
3.3 Химический состав и морфология цирконов.....	42
Глава 4. Изучение минералообразующих сред по данным флюидных включений.....	51
4.1. Общие сведения о включениях и методы их исследования.....	51
4.2. Морфология флюидных включений и состав минеральных фаз.....	59
4.3. Состав газовых и жидких фаз флюидных включений. Термометрия.....	64
4.4. Анализ вскрытых флюидных включений.....	67
Глава 5 Физико-химические условия формирования Адун-Челонского и Шерловогорского массивов .....	70
Глава 6 Изотопные данные.....	73
Заключение .....	77

Список литературы.....79

Введение.

Настоящая научно-исследовательская работа посвящена редкометальным гранитам, которые расположены в пределах Восточного Забайкалья. Широко известно, что подобные гранитоидные рудномагматические системы могут завершаться формированием рудоносных гранитоидов. Адун-Челонский и Шерловогорский массивы в Восточном Забайкалье представляют собой части одной сложной рудномагматической системы. Возрастной интервал между формированием этих двух массивов составляет всего около 4 млн. лет (Rb-Sr, Сырицо, 2002). При этом формирование Адун-Челонской гранитоидной системы завершается формированием пегматитов, а формирование Шерловогорской – различных типов грейзенов. Следует отметить, что при формировании Адун-Челонского массива никакой рудной минерализации не наблюдается. Шерловогорский массив является рудоносным. Во-первых, он является крупным месторождением камнесамоцветного сырья, во-вторых, здесь представлено вольфрамовое оруденение. Основой для выяснения особенностей развития двух гранитных массивов послужили минералого-геохимические исследования.

**Целью** настоящей работы явилось изучение минералого-геохимических особенностей Адун-Челонского и Шерловогорского массивов, а также флюидного режима образования гранитов этих массивов и установление P-T - параметров их формирования. Для этого были поставлены следующие задачи:

- 1) Диагностика минералов гранитов и фельзитов,
- 2) Характеристика химического состава пород,
- 3) Характеристика химического состава минералов,
- 4) Установление P-T - параметров образования пород методами термобарометрии,
- 5) Определение источника вещества по данным исследования изотопного состава свинца в калиевых полевых шпатах и сульфидах.

**Методы.** Для установления составов пород был использован метод ICP-MS. Для диагностики породообразующих минералов использован электронно-зондовый микроанализ. Для установления составов акцессорных минералов был также применен метод электронно-зондового микроанализа и ионного зондирования (SIMS). Взаимоотношения между минералами изучаемых пород установлены при помощи петрографического исследования шлифов. Для установления P-T - параметров использованы составы флюидных включений, определенные методом рамановской

спектроскопии и электронно-зондового микроанализа. Изотопный анализ свинцов был выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261.

**Фактический материал.** В процессе работы были взяты образцы гранитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов, также фельзиты и грейзены Шерловогорского массива. Для работы использовалась коллекция из 25 прозрачно – полированных шлифов, 10 двустороннеполированных пластинок. Получено около 200 составов различных фаз флюидных включений (метод рамановской спектроскопии) и 600 составов сухих остатков флюидных включений (метод электронно-зондового микроанализа), проанализирован изотопный состав свинцов в 6 пробах.

#### **Защищаемые положения:**

1. Диапазон температур формирования гранитов Адун-Челонского массива – от 560 до 760°C, а для гранитов Шерловой Горы – 500-720°C. При этом для Адун-Челонского массива характерны более высокие давления. Процесс формирования массивов происходили при различных РТ - условиях, но близко во времени и пространстве.
2. Образование Адун-Челонского массива происходило при более высоких давлениях и температурах, также стоит отметить восстановительные условия минералообразования.
3. В образовании пород Шерловогорского массива принимали участие высокосолёные флюиды с высоким содержанием бора. В целом, на Шерловой Горе более высокие содержания фтора. Таким образом, для Шерловогорского массива характерно обогащение летучими и редкими компонентами (как во флюидной фазе, так и на уровне минералов) по отношению к Адун-Челонскому массиву.
4. По данным изотопии свинца и по структурной позиции в формировании Адун-Челонского массива принимали участие расплавы, образованные при плавлении пород Аргунского блока. При этом, граниты и пегматиты Адун-Челона содержат большую долю верхнекорового компонента и компонента вмещающих пород относительно Шерловогорских.

## Глава 1. Геологическая характеристика Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Гранитный массив Адун-Челон (рис.1.) расположен к северо-западу от города Борзя, примерно в 15 км юго-западной знаменитого Шерловогорского месторождения. Одноименные названия имеют горный кряж, гранитный массив и пегматитовое поле. Знаменитое месторождение самоцветов: берилл, кварц дымчатый, морион, топаз. Адун-Челонское месторождение известно с 1829 года. Оно длительное время служило объектом старательских работ, которые проводились с целью добычи дымчатого кварца, топаза и аквамарина. Пегматитовые продуктивные тела связаны с гранитным плутоном, расположенном в ядре брахиантиклинальной складки, сложенной слабометаморфизованными породами (песчаниками и сланцами с прослоями кварцитов) (Юргенсон, 1996).

Шерловогорский рудный узел (Рис.1) находится в Читинской области, в 30 км к северо-западу от районного центра г. Борзи, и с начала XVIII века известно связанное с ним камнесамоцветное месторождение. В 1723 году один из жителей открыл цветные камни на горе Тутхалтуй. С тех пор и по настоящее время местные старатели добывают длинные голубовато-зеленые кристаллы аквамарина, а также топазы и дымчатые кварцы. В 1788 г гору переименовали, и с тех пор она носит имя Шерловой горы (Гайворонский 1995). На протяжении двух веков здесь добывались лишь самоцветы, в числе которых бериллы всех цветов. В пределах территории рудного узла выделяются пять сопок — Высокая, Мелехинская, Обвинская, Лукавая, Большая. Их слагают интрузивные, субинтрузивные и эффузивные породы, а также вулканические брекчии. К югу от Шерловой Горы тянется цепь возвышенностей - гранитных останцов массива Адун-Челон, с которым связаны отработанные к настоящему времени пегматитовые жилы с камнесамоцветной минерализацией (Юргенсон, 1996).

В середине XIX столетия Шерловая Гора была практически забыта. В начале XX столетия о ней вновь начинают говорить, но, уже как о месторождении вольфрамита. В середине века к ней проявился интерес как к оловянному и полиметаллическому месторождению. Объектом добычи были тонкодисперсные оловянные руды коренных пород сопки Большой и касситеритовые и вольфрамитовые россыпи отдельных падей. (Барабанов В.Ф. и др.,1975). Здесь на площади 6.6 квадратных километров совмещены четыре месторождения. Одно из них – собственно Шерловая Гора с самоцветами, вольфрамитом, касситеритом, висмутином и бисмутином. Второе, примыкающее к ней с востока, Аплитовый отрог,

переходящий в кварцево-турмалиновый с касситерит-турмалиновыми рудами. Третье – крупное олово-полиметаллическое месторождение, более чем наполовину отработанное, – Сопка Большая. Четвертое, на крайнем северо-востоке, – полиметаллическое с низким содержанием олова: так называемая Восточная аномалия, разведанная, но не тронутая разработкой.

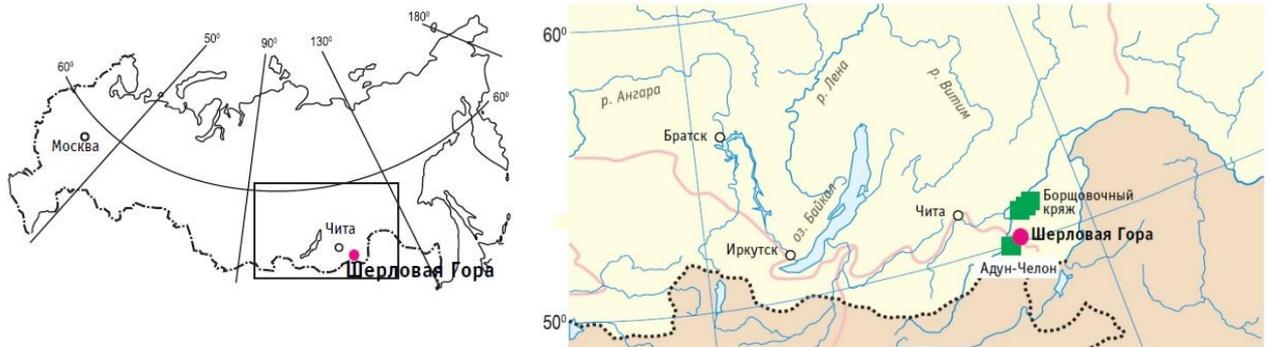


Рис.1. Географическое положение Адун-Челонского и Шерлогогорского массивов.

Глава 1. Геологическая характеристика Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Адун-Челонско-Шерловогорский рудный узел располагается в Центральной части Восточного Забайкалья, в пределах выделенного С.С.Смирновым оловянно-вольфрамового пояса и располагается в протяженной зоне позднемезозойских интрузий, включающей междуречье Турги и Борзи и продолжающейся до рек Унда и Газимур. Общая длина зоны 150-200 км. Шерловогорский район расположен на стыке Агинской и Газимурской структурно-формационных зон и приурочен к Шерловогорской редкометальной зоне (Трошин, 1983).

На большей части площади исследуемого района распространены вулканогенно-осадочные образования уртуйской и усть-борзинской серии палеозоя. Эти осадки прорваны многочисленными интрузиями габброидов и гранитоидов разного возраста, которые приурочены к зонам крупных разломов глубокого заложения. В зоне одного из разломов (Шерловогорский) обнаружены гранитоиды докембрийского фундамента. Все редкометальные массивы района локализованы в гранитизированном слое фундамента и в перекрывающих его вулканогенно-осадочных толщах палеозойского возраста.

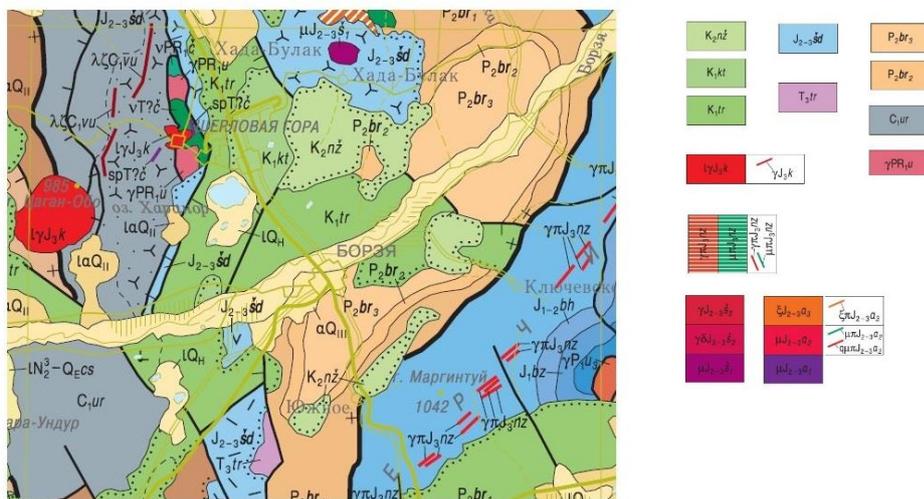


Рис.2. Геологическая позиция Адун-Челонского и Шерловогорского массивов. Фрагмент геологической карты 1:1 000 000, лист М-50-(1). Е.А. Шивохин, 2006.



Рис.2. Продолжение. Условные обозначения к рисунку 2.

Центральная часть Восточного Забайкалья представляет собой область сочленения наложенного на герцинское основание Восточно-Забайкальского юрского прогиба с Агинской плитой - глыбовой структурой завершенной герцинской складчатости.

Шерловогорский и Адун-Челонский массивы располагаются в пределах Агинской плиты, приурочены к зонам пересечения северо-восточных разломов с субмеридиональными. (Ю.П.Трошин и др.,1983).

Согласно современным представлениям, месторождения, пространственно и генетически связанные с Шерловогорской рудно-магматической системой, расположены на сочленении краевой части Агинского жесткого массива, сложенного палеозойским вулканогенно-осадочно-метаморфическим комплексом, с мезозойскими отложениями Харанорской впадины (Онтоев, 1974, Гайворонский, 1995). Шерловогорский гранитный массив, являющийся основой одноименной рудномагматической системы, приурочен к границе Агинской геоструктурной зоны и Аргунского срединного массива, контролируемой Шерловогорским разломом. Вмещающие породы представлены ниже-каменноугольной метаморфизованной песчаниково-сланцевой толщей, содержащей прослойки эффузивов и известняков с фауной турне-визейского возраста. В ней находятся также интрузивы габбро-диоритов и диоритов, плагиогранитов и гранитов герцинского возраста. В южной части известны мезозойские отложения, представленные конгломератами и туфобрекчиями, туфоконгломератами с прослоями алевролитов и эффузивных пород верхней юры. Шерловогорский массив является апикальной частью гранитного батолита, относящегося к кукульбейскому интрузивному комплексу юрского возраста. С ним ассоциирован более эродированный Адун-Челонский гранитный массив порфиридных гранитов с пегматитами (Онтоев Д.О.,1974).

В рассматриваемой западной части Агинской плиты все интрузивные породы доюрского возраста сконцентрированы в узкой зоне Шерловогорского субмеридианального разлома, который представлен долгоживущей тектономагматической структурой. Породы, расположенные в зоне разлома подвергались многократному дроблению и гидротермально изменены (Трошин, 1983).

Среди интрузивных пород, распространенных в районе шерловогорского рудного поля, можно выделить 2 разновозрастные группы: палеозойскую,

сформировавшуюся в результате герцинского тектономагматического цикла, и мезозойскую, относящуюся к киммерийскому тектономагматическому циклу.

К герцинскому интрузивному комплексу относятся плагиограниты, габбро-диориты, габбро-диабазы, диоритовые порфириды. Меньше всего в районе распространены интрузии габбро-диоритов. К контактам плагиогранитов с вмещающими палеозойскими породами приурочены серпентиниты, имеющие изометричную, удлинённую, либо весьма прихотливую в плане форму. В восточной части массива преобладают плагиограниты, а в западной габбро-диориты и диоритовые порфириды, среди которых плагиограниты встречаются уже в виде крупных ксенолитов. Вмещающие палеозойские породы вблизи плагиогранитного массива слабо подвержены контактовым изменениям. Очень часто плагиограниты окварцованы, а местами превращены в кварциты. Как правило, плагиограниты сильно катаклазированы. Диоритовые порфириды образуют дайки, прорывающие осадочные толщи палеозоя и плагиограниты. Наиболее крупная дайка диоритовых порфиритов имеет протяжённость около 10 км. Мощность дайки не превышает 2-3 м. Лампрофиры образуют маломощные и короткие дайки, наиболее широко распространённые в С-З тектонической зоне. Гипербазиты представлены полностью серпентинизированными ультраосновными породами типа лерцолитов. Среди серпентинитов выделяются плотные зеленовато-чёрные с многочисленными зеркалами скольжения и светло-зелёные рыхлые серпентиниты, оталькованные и карбонатизированные. Вторые образованы, вероятно, в результате воздействия метаморфизирующих растворов, связанных с мезокиммерийским гранитным интрузивом. Наличие гипербазитовых тел в краевой части Агинского массива представляет значительный интерес, так как может служить основанием для утверждения, что на этом участке в конце герцинского тектономагматического цикла возникли и развивались разломы глубинного заложения. Впоследствии эти разломы могли сыграть существенную роль при формировании интрузивных тел киммерийских гранитов. (Петрова М.Г. и др, 1969).

Наиболее широко в районе развит мезозойский магматизм, который представлен трещинными интрузиями гипабиссального облика. По возрасту магматические породы мезозоя подразделяются на триасовые, позднеюрские и раннемеловые. Каждый из этих этапов также подразделяется на несколько других. Наиболее интересен третий этап поздней юры. Так как здесь интенсивность магматизма достигла своего максимума. В этот период формируются крупные рудоносные гранитные интрузии, объединяемые в кукульбейский комплекс, Шерловогорская и Адун-Челонская.

Раннемеловые интрузии представлены трещинными, субвулканическими телами гранит-порфиров, липаритов. К интрузиям этого этапа относятся кварцевые порфиры сопки Большой и Высокой.

Из гранитоидных комплексов наиболее ранний – шахтаминский. Состав пород комплекса заметно отклоняется от состава нормального известково-щелочного ряда в сторону монцонит-сиенитового. Внутри шахтаминского комплекса преобладают постепенные переходы от габбро, диоритов, монцодиоритов, монцонитов, диоритов, кварцевых диоритов до граносиенитов, гранодиоритов, реже лейкогранитов.

В позднеюрское время были образованы крупные массивы биотитовых, реже двуслюдяных гранитов, небольшие тела амазонитовых гранитов и их субэффузивных аналогов, относимые к кукульбейскому комплексу, с высоким содержанием фтора и ряда редких элементов. Эти редкометальные плюмазитовые граниты и являются предметом настоящего исследования.

Стоит отметить, что Шахтаминский гранитоидный комплекс более ранний и его состав заметно отличается от состава известково-щелочного ряда. Кукульбейский комплекс, поздняя юра, сформированы тела амазонитовых гранитов, с высоким содержанием фтора.

Интрузии шахтаминского и кукульбейского комплексов Агинской зоны, являются производными геохимически специализированных, обогащенных редкими гранитофильными элементами, магматических очагов (Козлов В.Д., 1985).

## 1.2. Геологическое строение массивов интрузивных пород в районе ШГРУ.

### Адун-Челонский массив.

Адун-Челонский массив имеет в плане изометричный слабо извилистый контур. Площадь выхода составляет около 70 кв. км. Юго-восточный контакт гранитного массива имеет крутое падение в сторону вмещающих палеозойских пород. Характер контактовой поверхности и наличие пологих трещин отдельности в центральной части массива дают основание предполагать, что глубина эрозионного среза не превышает 400-500м. Судя по всему, Адун-Челонский массив имеет морфологию штока со слабо выпуклой поверхностью кровли. В связи с такой морфологией массива, ореол роговиков окаймляет его ровной полосой, ширина которой колеблется в пределах 500-

700м (Онтоев, 1974).

В пределах Адан-Челонского массива (рис.3) можно выделить крупнозернистые порфиroidные граниты собственно интрузивной фазы (резкопорфиroidные, крупносреднезернистые граниты, гранит- порфиры), слагающие большую часть массива и дополнительную интрузию гранит- порфиroidов — Центральный Моноготский шток. Жильная фаза представлена мелкозернистыми гранитами, гранит-порфирами, аплитами. (Петрова М.Г и др, 1969). Адун-Челонский массив (рис.3) известен своими пегматитовыми телами. Они образуют шпильры, линзы и жилородобные тела в порфиroidных гранитах массива. Мощность пегматитовых жил колеблется от 5-10 до 25-40 м. Максимальное количество пегматитовых тел сосредоточено в северо-восточной части, где, судя по всему, интрузивный массив наименее глубоко эродирован. Пегматиты чаще всего имеют зонально-поясовое строение. От периферии тела к центру микропегматиты сменяются крупнозернистыми или блоковыми пегматитами, в которых заключены кварцевые ядра. К центральным частям пегматитовых тел приурочены скопления кристаллов биотита, черного турмалина, топаза, берилла, флюорита. (Петрова М.Г и др., 1969)

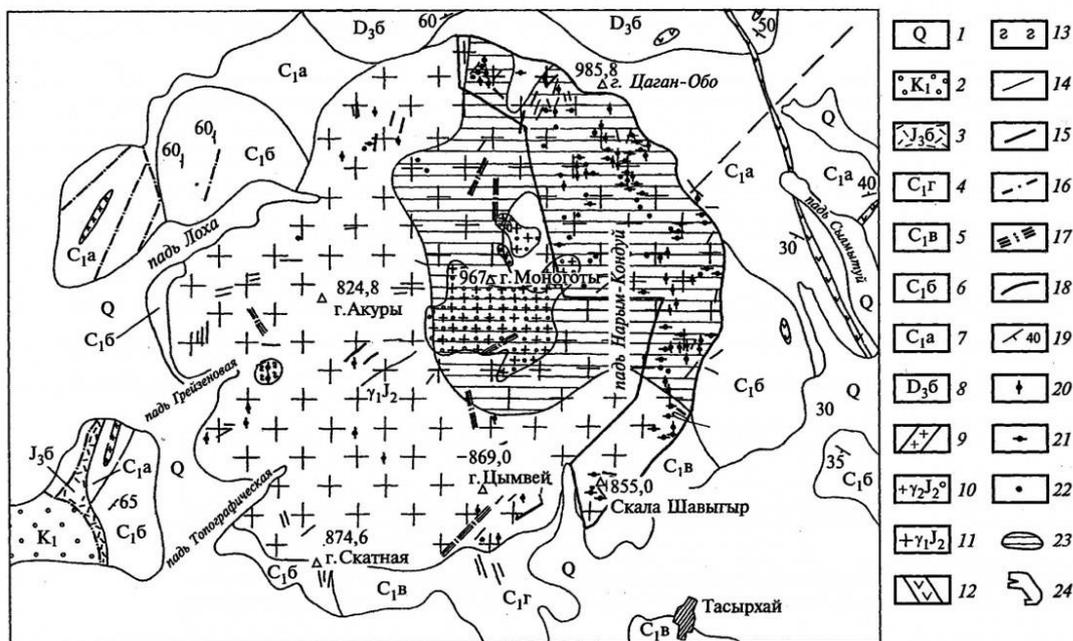


Рис 3 Геологическая карта Адун-Челонского гранитного массива (составлена по материалам М.Г. Петровой, Б.И. Королева и др., 1960 г.; Ю.И. Сычева и др., 1977 г.).

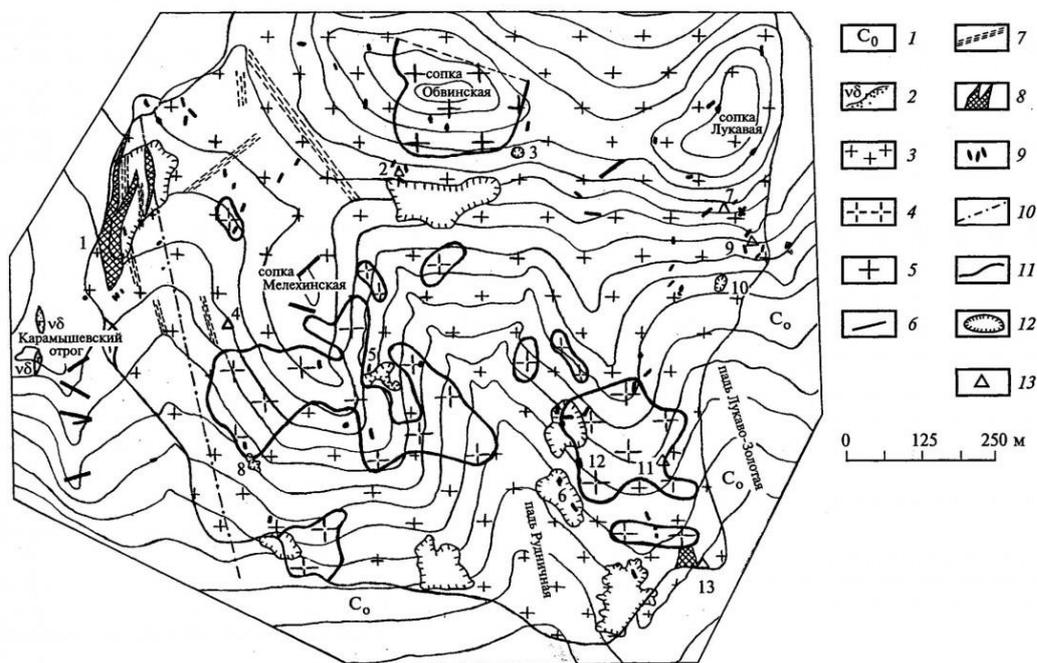
1 — аллювиально-пролювиальные отложения; 2 — угленосная и тургинская свиты; 3—8 — толщи: 3 — туфогенно-осадочная, 4 — сланцевая, 5 — сланцево-песчаниковая, 6 — карбонатно-эффузивно-терригенная, 7 — песчаниково-алевролитовая, 8 — эффузивно-песчаниковая; 9 — плагиогранит-порфиры кукульбейского комплекса; 10 — гранит-порфиры; 11 — граниты биотитовые, порфиroidные, крупнозернистые; 12 — диоритовые порфиры; 13 — грейзены; 14 — граниты аплитовидные, мелко- и среднезернистые, гранит-порфиры; 15 — пегматитовые жилы; 16 — разрывные нарушения; 17 — зоны дробления; 18 — стратиграфически согласная и интрузивная граница; 19 — элементы залегания слоистости; 20—22 — пегматиты: 20 — незамещенные кварцево-полевошпатового состава, 21 — замещенные с клеветландитом, морионом, турмалином и мусковитом, 22 — содержащие берилл и его разновидности; 23 — полигенный геохимический ореол (Li + Be + F); 24 — область максимального распространения пегматитов.

Порфиroidные граниты представлены светло-серой крупнозернистой породой, имеющей следующий состав (в об.%): плагиоклаз № 11-18 — 25%, микроклин-пертит — 46%, кварц - 24%, биотит и акцессорные минералы - 5%. Граниты содержат большое количество порфиroidных выделений (до 60%) полевых шпатов, большая часть которых.

Массив прорывает и ороговиковывает осадочные и вулканогенные породы усть-борзинской свиты нижнего-среднего девона, представленные известняками, метаэффузивами, сланцами, песчаниками. В виде отдельных выходов сланцы обнажены в южном экзоконтакте массива. В остальных частях зоны контакта фиксируются покровы базальтов условно послеюрского возраста, их выходы фиксируются к западу и северо- западу от массива, а в других местах они отмечаются локальными магнитными аномалиями под рыхлыми отложениями. Вероятно, эти базальтоиды прорываются онгонитами (Трошин, 1983).

### Шерловогорский массив.

В плане Шерловогорский массив (рис.4) имеет форму тела, приближающуюся к эллипсу, с размерами 16\*6 км, вытянутому с юго-запада на северо-восток (Гайваронский Б.А., 1995). Это гарполит, залегающий на глубине 0,5-1,0 км. Площадь вскрытого интрузией штока 2 км<sup>2</sup>, уровень эрозионного среза 100-200м. Вмещающие породы представлены ороговикопованными песчаниками и сланцами. Углы падения контактов Шерловогорского куполообразного выхода различны в разных частях. Восточный контакт приурочен к глубинному разлому и имеет крутое падение. На западе контакт более полого погружается под роговики 25-50°, образуя многочисленные апофизы мощностью 1-10м и более. В юго- западной части штока угол падения контакта составляет 70-80°. По геофизическим данным установлено, что кровля скрытой части массива характеризуется сравнительно простой куполообразной формой, с несколькими нескрытыми куполами кровли помимо ШГ массива. Рудные тела частично расположены на площади гранитного массива, частично за его пределами. В первом случае они представлены сидерофилит-топазовыми жилами и грейзенами с бериллиево-вольфрамовым оруденением. Примером второго случая служит оловянное оруденение сопки Большой, приуроченное к контакту кварцевых порфиров с габбро-диоритами.



**Рис. 4** Геологическая карта Шерловогорского массива с указанием основных мест добычи самоцветов (составлена с использованием геологической основы В.В. Аристова и др. [1961]).

1 — роговики; 2 — габбро, диориты; 3 — граниты порфиroidные; 4 — граниты крупнозернистые; 5 — гранит-порфиры; 6 — аплиты; 7 — зоны трещиноватости; 8 — грейзеновые тела; 9 — внемасштабные зоны грейзенизации; 10 — зоны дробления; 11 — геологические границы; 12 — старые выработки и отвалы и их номера на карте; 13 — внемасштабные выработки и их номера. Выработки на карте: 1 — Поднебесных, 2 — Новиковская, 3 — Белотопазовая, 4 — Мелехинская-I, 5 — Мелехинская-II, 6 — Гелиодоровая, 7 — Лизкина Яма, 8 — Мелехинская, 9 — Кондратьевская, 10 — Золотой Мыс, 11 — Лукаво-Золотая, 12 — Миллионная, 13 — Золотой Отрог

Ранее исследователи выделяли породы по текстурно-структурным типам исходя из различных условий кристаллизации расплава: порфиroidные крупнозернистые граниты, гранит-порфиры, аплитовидные гранит-порфиры и аплит-гранофиры. В работе Аристова В.В. и др.(1961г.) говорится о происхождении пород из следующих друг за другом порций гранитного расплава. Исходя из этого, выделяются 3 фазы - 1 -собственно интрузивная (крупнозернистые граниты), 2 фаза дополнительных интрузий (порфиroidные граниты), 3 фаза жильных пород (гранит-порфиры). Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. и (1983г.) с привлечением данных бурения 1976-1978 гг. выделяют новую схему магматизма- 1-собственно интрузивную фазу, представленную гранит-порфирами, порфиroidными, равномернозернистыми и в меньшей степени мелкозернистыми гранитами, 2 -

аплитовидные граниты жильной серии, имеющие ограниченное распространение на площади массива.

Гранит-порфиры слагают большую часть современной поверхности штока. Это породы светло-серого цвета с кварцем 15%, ортоклаз 35-40%, альбит-олигоклаз 20%, биотит 5%. Основное отличие гранит-порфиров зоны закалки от гранит-порфиров внутренней части в том, что основная масса более четко раскристаллизована, в них вкрапленники полевого шпата и кварца меньших размеров. В центральной части массива (сопка Обвинская) они занимают гипсометрически самое высокое положение и подвержены площадной грейзенизации. Фельзит-порфиры апикальной части представлены плотными зеленовато-серыми породами с редкими вкрапленниками кварца до 5% и полевого шпата 1-7%. Основная масса породы до 90% представлена мелкозернистым кварц-мусковитовым агрегатом (Трошин, 1983).

Порфиroidные граниты слагают зону внутреннего эндоконтакта массива в западной и северной его частях. Это светло-серые с более крупными вкрапленниками кварца и полевого шпата породы. Область распространения порфиroidных гранитов приблизительно отделяется от других разновидностей Центральной зоной повышенной трещиноватости (Трошин, 1983).

К равномернозернистым относятся две разновидности гранитов: крупнозернистая и слабопорфиroidная. Крупнозернистый выполняет внутренние части тел равномернозернистого гранита. Слабопорфиroidный является переходным между крупнозернистым и вмещающими гранит-порфирами и порфиroidными гранитами.

По данным В.В. Аристов и др. (1961 г), порфиroidные граниты образуют на обнаженной поверхности массива несколько изолированных полей сложной формы и относительно небольших размеров. Гранит-порфиры и аплитовидные гранит-порфиры, отличающиеся от порфиroidных большим развитием мелкозернистой массы. Непосредственные контакты между гранит-порфирами и порфиroidными гранитами наблюдаются в корне буровых скважин и в естественных обнажениях, исходя из чего видно, что гранит-порфиры имеют более молодой возраст. Аплитовидные гранит-порфиры образуют как крупное поле на сопке Обвинской, так и дайки в гранит-порфирах. (Аристов В.В. и др., 1961). Шерловогорский рудный узел обладает ассиметричной горизонтальной зональностью, обусловленной развитием оруденения различного типа. В гранитах проявлено наиболее высокотемпературное грейзеновое оруденение касситерит-кварцевой формации. По мере удаления на восток и юго-

восток оно сменяется все более низкотемпературными минеральными ассоциациями (до касситерит-сульфидной). Еще далее уже в бортах Харанорской депрессии отмечаются признаки эпитермальной минерализации (киноварь и др.). (Онтоев Д.О., 1974). Грейзены Шерловогорского массива залегают в виде жил и штокверков. Жилообразные тела имеют неправильную форму, не выдержаны по простиранию и падению. Мощность меняется от нескольких сантиметров до 1,5 метров, а протяженность от нескольких метров до 100-200 метров. Наиболее крупные приурочены к трещинам скола и имеют северо-западное простирание (жила Поднебесных-2), либо широтное простирание и приуроченность к трещинам отрыва (жила Миллионная), Штокверковые грейзены представляют сеть пересекающихся грейзеновых прожилков, образующих нередко сфероидальную структуру.

Среди грейзенов выделяют: кварц-сланцевый, кварц-сланцево-топазовый, кварц-топазовый, топазовый, кварцевый. Также присутствуют грейзены с сульфидами, а также встречаются грейзены с турмалином, сидерофиллитом. Жильное выполнение может быть представлено кварцем, кварцем и бериллом, бериллом, топазом, кварцем и топазом, сидерофиллитом и др. В грейзенах могут также встречаться флюорит, арсенопирит, молибденит, вольфрамит, сидерит. Берилл представлен кристаллами до 10 см непрозрачными, трещиноватыми, желтовато-зеленого цвета, а также прозрачными кристаллами аквамарина и золотистого гелиодора хорошей сохранности (Юргенсон, 1996). Топаз представлен правильными кристаллами, широко развитыми, ассоциирующими с бериллом, вольфрамитом, сидерофиллитом, а также мелкими прозрачными кристаллами, развит незначительно. На поверхность бериллов часто нарастают гелиодор, аквамарин, топаз. Аквамарины и топазы ювелирно качества встречаются в пустотах жил, выполненных глинистой массой. Особенностью распространения грейзенов является их приуроченность к равномернозернистым гранитам, на контакте с другими фациальными разновидностями находятся основные жилы - Миллионная, Новиковская, Поднебесная, Новая. (Трошин, 1983). Система трещиноватости грейзенов отлична от трещиноватости гранитов. Грейзеновые тела не связаны с протяженными разломами, тектоническими трещинами или зонами трещиноватости, прослеживаемыми за их пределы и контролирующими грейзенизацию. Наблюдается вытянутость всех тел параллельно контакту, такую форму должны были принять остаточные расплавы, обогащенные летучими, отжимавшиеся при кристаллизации внутрь массива и растекавшиеся на фронте кристаллизации параллельно контакту.

## Глава 2. Петрографические и петрохимические особенности магматических пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

### 2.1. Петрографическая характеристика пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов

#### 2.1.1. Адун-Челонский массив.

Порфирировидные граниты первой фазы. Порфирировидные граниты первой фазы Адун-Челонского массива (рис.5) представлены породами светло-бежевого цвета и характеризуются полнокристаллической среднезернистой структурой, массивной текстурой. Порода состоит из ортоклаза (20-30%), КПШ (20%), кварца (25-30%), биотита (15%), роговой обманки и другие темноцветные минералы. Акцессорными минералами являются флюорит, циркон, ксенотим, титано-магнетит, апатит, уранинит, редко ортит, пирротин.



Рис.5. Порфирировидные граниты первой фации Адун-Челонского массива

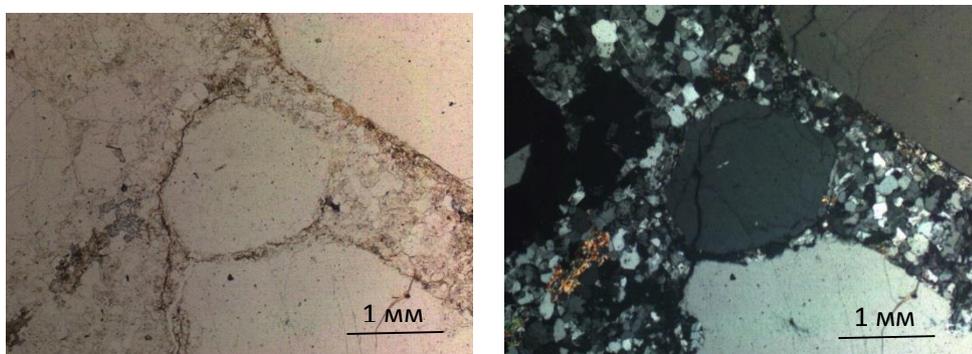


Рис.6. Порфирировидные граниты первой фазы Адун-Челонского массива в шлифах в проходящем неполяризованном и поляризованном свете

Кварц первого типа образует крупные идиоморфные зерна. Кварц второго типа образует мелкие ксеноморфные зерна и отмечается по трещинкам в более ранних минералах. Кварц второго типа также образует с КПШ основную массу горной породы. Вкрапленниками в этой массе являются более крупные кристаллы кварца и КПШ.

Плагиоклаз образует небольшие кристаллы размером 3-5 мм и соответствует олигоклазу №18-20. Вторая разновидность плагиоклаза представлена более мелкими кристаллами таблитчатой или неправильной формы. Вторичные изменения по плагиоклазу наиболее отчетливо выражены в серецитизации и мусковитизации.

КПШ представлен микроклином и присутствует в виде крупных (1—20мм) кристаллов разной формы, образующих вкрапленники, так и в виде более мелких (3-9мм) ксеноморфных зерен в основной массе породы.

Биотит дает небольшие неидиоморфные пластинки. Также по биотиту иногда развивается мусковит. Мусковит встречается либо с плагиоклазом, либо с биотитом.

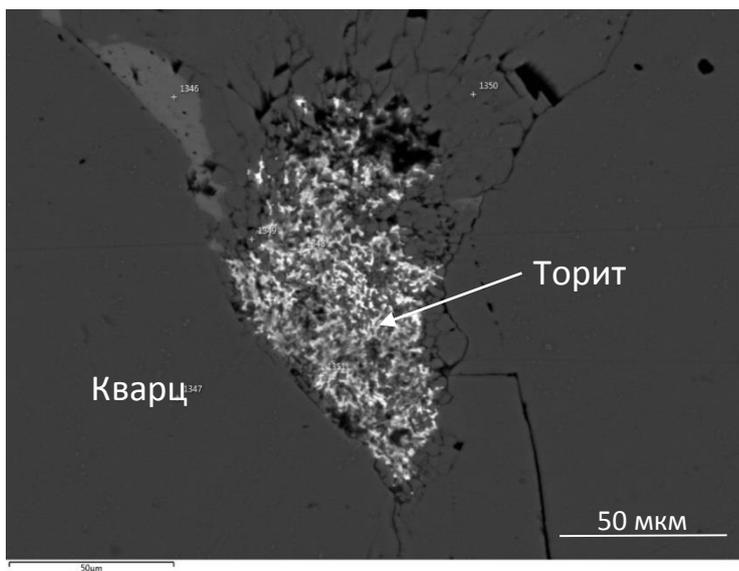


Рис.7. Торит в кварце

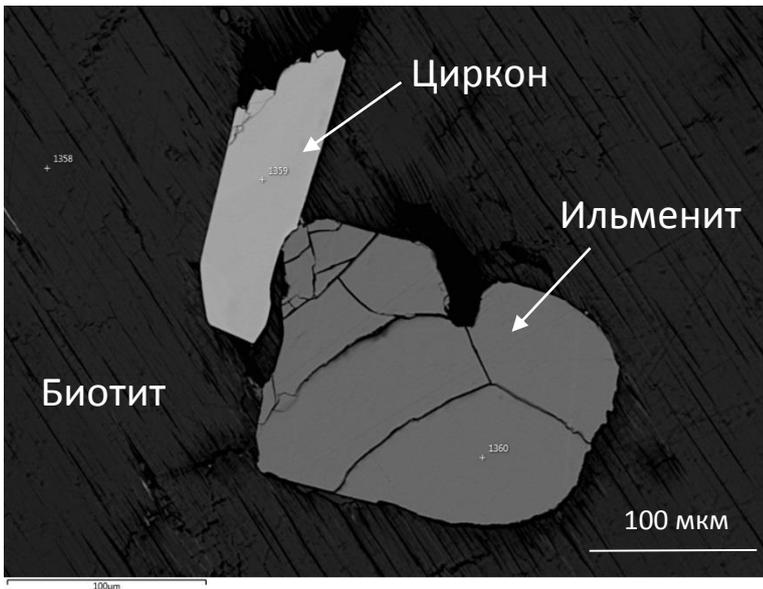


Рис.8. Циркон, ильменит в биотите.

Порфировые граниты 2 фазы. Гранит среднеравномернoзернистый, характеризуются полнокристаллической среднезернистой структурой, массивной текстурой (рис.9). Порода состоит из микроклина (20-30%), КПШ (20%), кварца (25-30%), биотита (20%), роговой обманки и другие темноцветные минералы. Акцессорными минералами являются флюорит, циркон, ксенотим, титано-магнетит, апатит, уранинит, редко ортит, вольфрамит. Акцессорные минералы установлены методом микронзондового анализа пород в пластинках (РЦ «Геомодель»)



Рис. 9. Порфировидные граниты второй фазы Адун-Челонского массива.

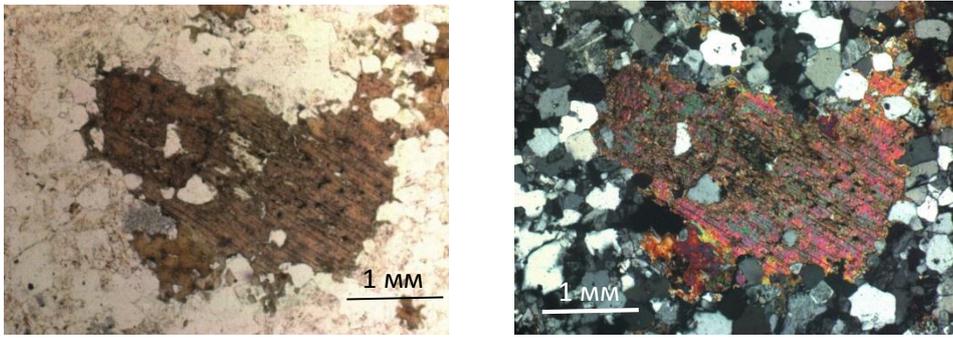


Рис. 10. Порфировидные граниты второй фазы Адун-Челонского массива в шлифах в проходящем неполяризованном и поляризованном свете

В шлифах биотит представлен крупными идиоморфными пластинками (10-15 мм), хорошо выделяется на фоне остальной более мелкозернистой массы. Биотит, как правило не изменен.

В общей массе – кварц, плагиоклаз и КПШ. Кварц и КПШ занимают больший объем. Размеры их зерен небольшие, форма часто неидеоморфная. По плагиоклазу также иногда альбитизация и мусковитизация.

Для кварца выделено 2 типа: первый – в виде крупных (7-10 мм) бластов, встречается относительно редко. Второй – в виде небольших неидеоморфных зерен формирует в сочетании с КПШ основную массу.

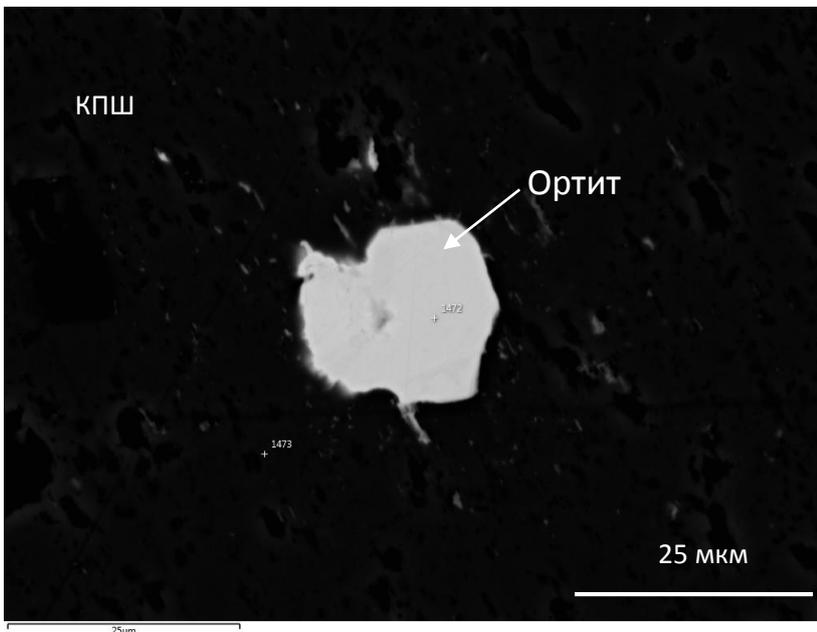


Рис.11. Ортит в полевом шпате.

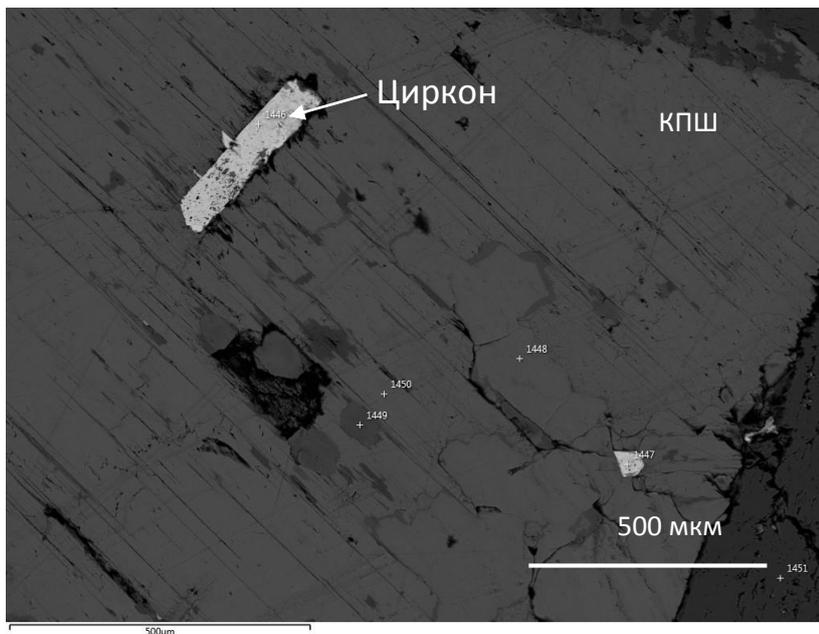


Рис.12. Высокогафниевый циркон в полевом шпате.

### 2.1.2 Шерловогорский массив.

Шерловогорский массив представлен несколькими разновидностями пород: гранит-порфирами, порфиroidными гранитами, фельзитами, грейзенами. Переходы между порфиroidными гранитами, гранит-порфирами и крупнозернистыми гранитами в основном постепенные. Эти разновидности гранитов, возможно, являются производными единого магматического расплава, особенности кристаллизации которого в разных частях массива отразились на текстурно-структурных особенностях гранитов.

Гранит-порфиры Шерловой Горы. Гранит-порфиры Шерловогорского массива (рис.13) представлены породами светло-серого цвета и характеризуются полнокристаллической среднезернистой структурой, массивной текстурой. Порода состоит из ортоклаза (35-40%), КПШ (20%), кварца (30-40%), роговой обманки, биотита (5%), и другие темноцветные минералы. Акцессорными минералами являются флюорит, циркон, ксенотим, титано-магнетит, апатит, уранинит, редко пирит, халькопирит и молибденит. КПШ обильно замещается плагиоклазом, что свидетельствует о значительном развитии процесса альбитизации пород.

Плагиоклаз образует довольно крупные призматические кристаллы размером 5-12 мм и соответствует олигоклазу №15-18. Вторая разновидность плагиоклаза представлена более мелкими кристаллами таблитчатой или неправильной формы.

Вторичные изменения по плагиоклазу наиболее отчетливо выражены в альбитизации, серецитизации и мусковитизации (на фото).

Кварц первого типа образует крупные идиоморфные зерна. Кварц второго типа образует мелкие ксеноморфные зерна и отмечается по трещинкам в более ранних минералах.

КПШ представлен микроклином и присутствует в виде крупных (1—20мм) призматических кристаллов, образующих вкрапленники, так и в виде более мелких (3-9мм) ксеноморфных зерен в основной массе породы. Биотит дает четкие идиоморфные пластинки и иногда отмечается в кристаллах плагиоклаза первого типа. Также по биотиту иногда развивается мусковит.

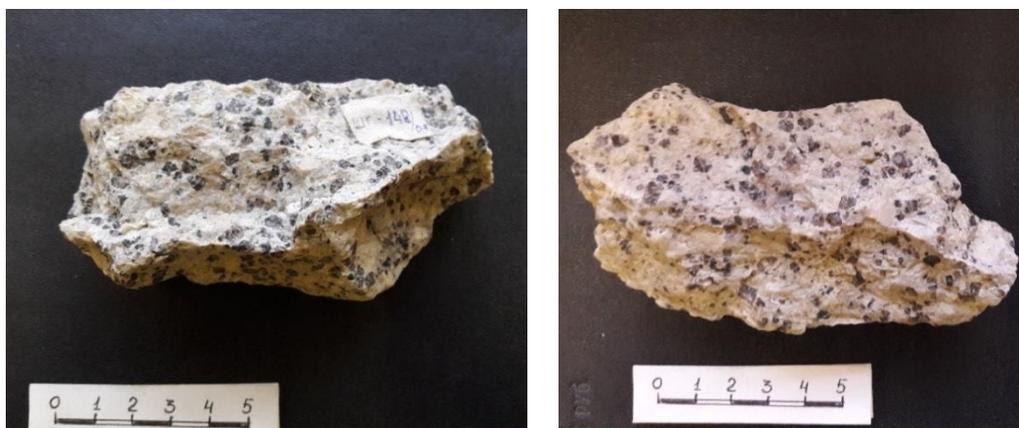
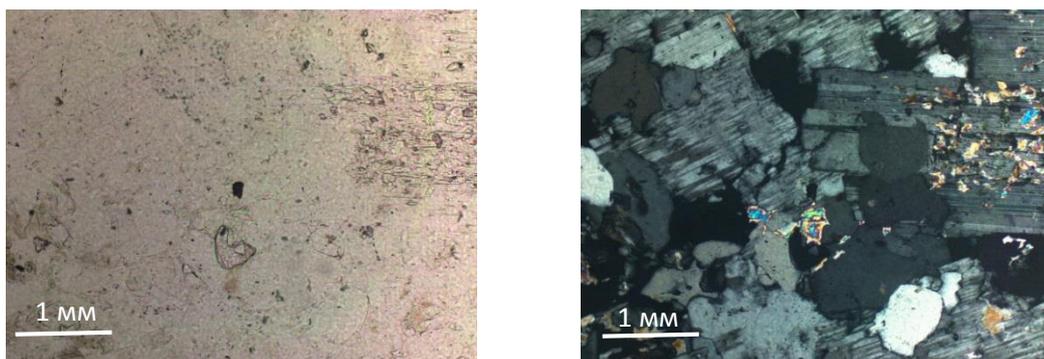


Рис.13. Гранит-порфиры Шерловогорского массива.



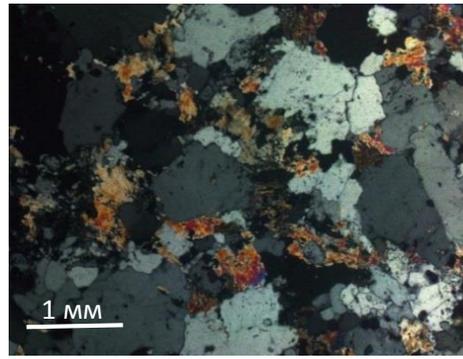
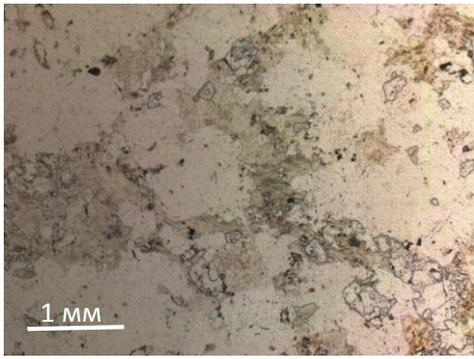


Рис.14. Гранит-порфиры в шлифах в проходящем неполяризованном и поляризованном свете. Развитие мусковита по плагиоклазу, КПШ, Рудные минералы.

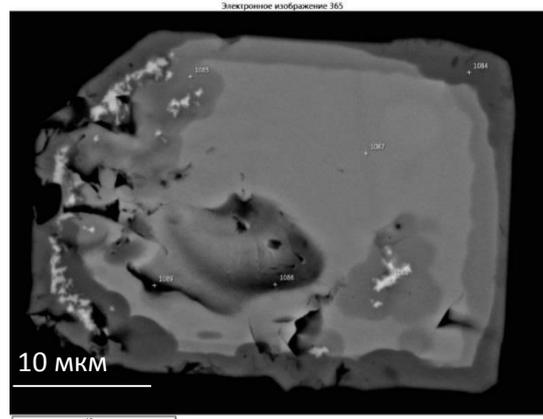
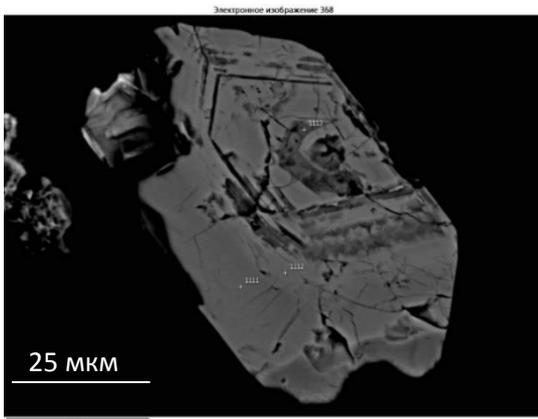


Рис.15. Циркон высококальциевый.      Рис.16. кристалл торита в гранитах Шерловой Горы

Фельзиты Шерловой Горы. Фельзиты Шерловогорского массива (рис.17) представлены породами светло-серого цвета и характеризуются полнокристаллической микрзернистой структурой, массивной текстурой, с крупными включениями кварца и полевых шпатов. Порода состоит из плагиоклаза (30-35%), КПШ (20%), кварца (30-45%), роговой обманки, биотита (5%), и другие темноцветные минералы. Акцессорными минералами являются флюорит, циркон, ксенотим, титано-магнетит, апатит, топаз, реже вольфрамит, сфалерит, колумбит-танталит.



Рис.17. Фельзит Шерлогогорского массива.

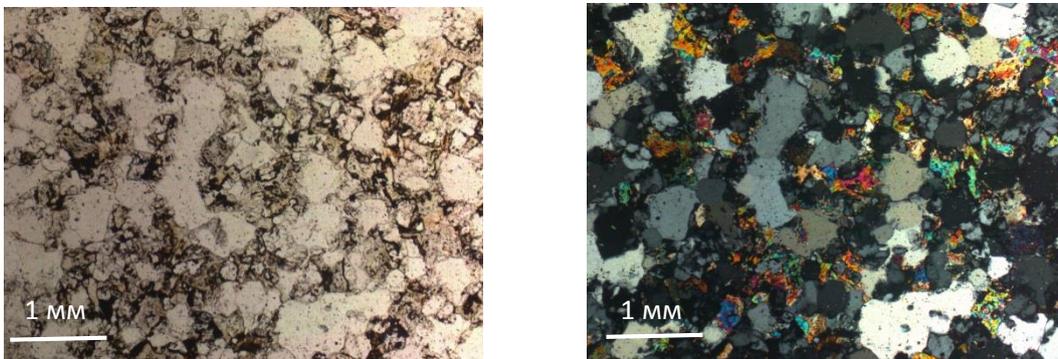


Рис.18. Фельзит Шерлогогорского массива в шлифах в проходящем неполяризованном и поляризованном свете

Фельзит отличается от гранита более мелкозернистым строением. Состав минералов: вкрапленники кварца 5-7%, полевого шпата 1-7%, основная масса породы до 90% представлена мелкозернистым кварц-мусковитовым агрегатом.

Плагиоклаз обычно в виде призматических кристаллов небольшого размера (до 5 мм), часто с мусковитизацией. Номер плагиоклаза 13-16. Кварц относительно остальных минералов образует более крупные вкрапленники (7-12 мм). Края кристаллов неровные, т.е. неидеоморфные. Биотит встерчается в виде мелких пластинок, часто рядом с мусковитом. В целом для фельзитов характерен более мелкий размер всех видов минералов и неидеоморфность зерен, что возможно является результатом быстрой кристаллизации.

## 2.2. Петрохимическая характеристика пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Петрохимически породы Адун-Челонского и Шерловогорского массивов относятся к отряду кислых ( $\text{SiO}_2$  от 71,9 до 76,1 мас.%) подотряду умереннощелочных ( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  от 6,9 до 9,6 мас.%) пород (Петрографический..., 2009). Индекс глиноземистости  $A/\text{CNK}= 1,39$  до 1,52, что отвечает высокоглиноземистым породам (рис.19). По соотношению главных компонентов породы Адун-Челонского и Шерловогорского гранитных массивов сходны (Табл. 1). Величина соотношения  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  в большинстве случаев меньше единицы. Наиболее высокое соотношение  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  свойственно для гранитов Шерловогорского массива, значения 0,73 относятся к гранит-порфирам.

Табл.1. Средние составы пород Адун-Челонского (n=5) и Шерловогорского массива(n=4, n=3).

	Адун-Челон		Шерловая Гора			
	Граниты		Граниты		Фельзиты	
SiO <sub>2</sub>	71,5	74,6	76,5	76,1	72,25	77,43
TiO <sub>2</sub>	0,15	0,27	0,05	0,057	0,09	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,9	12,4	12,5	12,6	16,24	14,95
FeO(tot)	1,44	2,37	1,19	1,3	1,75	3,21
MnO	0,03	0,56	0,018	0,019	0,04	0,05
MgO	0,12	0,23	0,01	0,01	<0,50	<0,50
CaO	0,83	0,86	0,34	0,48	0,59	0,06
Na <sub>2</sub> O	3,48	3,05	3,49	3,63	0,34	0,14
K <sub>2</sub> O	6,17	4,5	4,77	4,69	7,42	3,99
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,05	0,18	0,01	0,02	0,03	0,03
н.п.п.	0,9	0,88	0,8	0,79	0,92	0,3
сумма	99,57	99,9	99,68	99,69	99,67	100,25
F	1,8	1,9	4,4	4,9	3,1	3,5
Li	63	69	137	39,64	107,95	172,97
Be	6,01	5,48	6,74	1,02	5,88	7,53
B	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,7	0,98	0,74
Cu	8,29	13,1	11,72	1,69	2,86	4,12
Zn	134	46	127	25,31	36,52	66,81
Rb	309	325	452	298,62	589,54	411,48
Sr	148	107	13,5	2,31	30,4	12,1
Y	16	33	65	35,3	57,22	66,25
Zr	47	236	92	52,21	87,04	100,11
Nb	15,4	29	36,82	27,3	44,36	42,53
Mo	0,58	н.п.о	0,44	0,08	2,29	20,7
Cs	14,31	13,5	9,73	н.п.о	31,79	29,93
Ba	467	470	14	24	236,31	89,79
Hf	3,11	7,6	7,48	5,63	8,05	10,46
Ta	2,57	4,3	4,27	3,46	8,56	6,14
Pb	43,08	28,9	32,6	39,62	129,03	182,35
Th	34,88	45,66	71,4	38,05	82,67	69,36
U	7,39	7,21	7,38	6,25	8,95	22,31

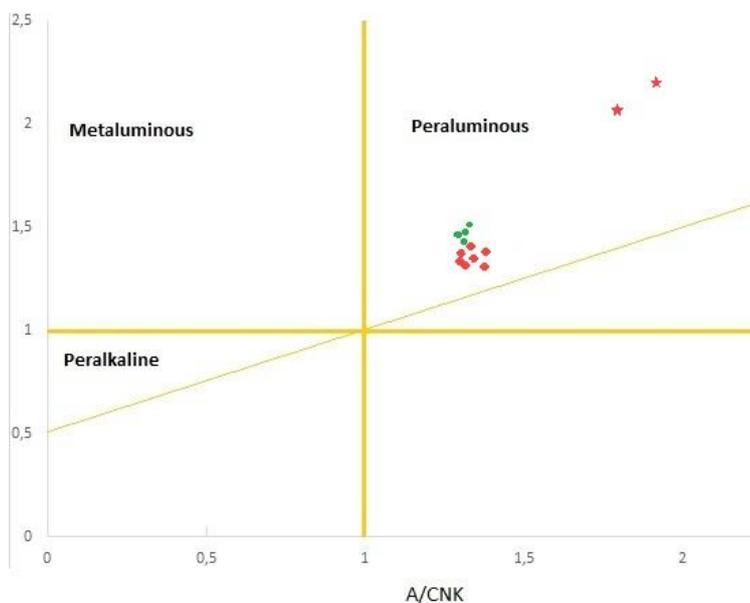


Рис.19. Диаграмма A/NK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ) vs. A/CNK ( $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ , all in molar quantities) diagram of Shand's index (Maniar and Piccoli, 1989)

Важной особенностью изучаемых пород является высокая концентрация редких литофильных элементов (Li, Rb, Cs, Be, Ta) и фтора (до 5 мас.%). Такого содержания фтора достаточно для появления топаза в качестве самостоятельного минерала. Содержание Cs превышает кларк в стандартных гранитах (Виноградов, 1962) до 6 раз, Hf - в 10 раз, Rb – в 2-3 раза.

Граниты Адун-Челонского массива характеризуются более низкими концентрациями фтора (до 2 мас.%) и низкими содержаниями редких металлов (Li+Rb+Cs до 386 ppm). Граниты Шерловогорского массива отличаются более высоким содержанием редких металлов (до 600 ppm), F (до 5 мас.%), и более высоким - РЗЭ (40-100 ppm). Эти породы характеризуются. Для фельзитов Шерловой Горы характерны самые высокие содержания редких металлов (до 730 ppm) и средние содержания F (до 3,5 мас.%). Породы этих двух массивов различаются соотношением LaN/YbN: 12 для Адун-Челона и 3-5 для Шерловой Горы.

Содержания Rb растет от 309 г/т в гранитах Адун-Челона до 589 г/т в гранитах Шерловой горы. Также хорошо виден тренд изменения Rb/Sr отношения: отношение растет от Адун-Челона к гранитам Шерловой Горы (Рис.20, а, б). Отмечается рост F от Адун-Челона к Шерловогорскому массиву.

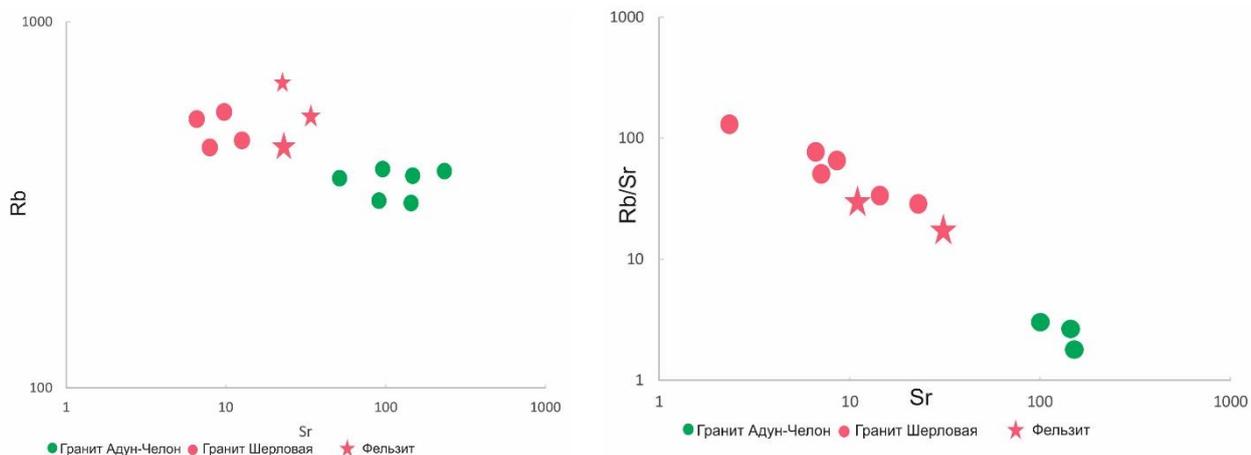
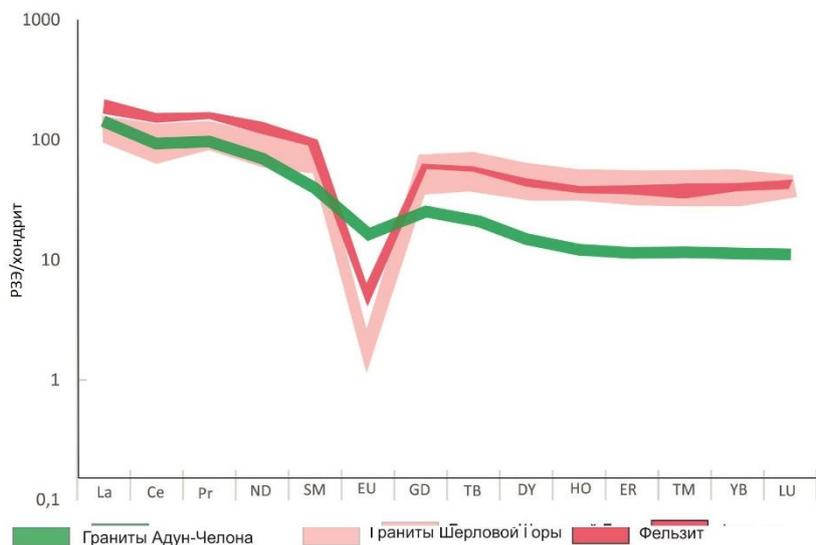


Рис.20. а – Соотношение Rb и Sr в породах Адун-Челонского и Шерлогогорского массивов. б- Соотношение Rb/Sr и Sr в породах Адун-Челонского и Шерлогогорского массивов.

Породы исследуемых массивов различаются по La/Yb соотношению (в 6 раз): самых высоких значений оно достигает в гранитах Адун-Челона. Для всех спектров РЗЭ характерен положительный наклон (рис.21). Увеличение Na<sub>2</sub>O/K<sub>2</sub>O коррелируется при помощи рудных элементов с уменьшением Zr/Hf, что подтверждает направленность развития массивов. По суммам РЗЭ рассматриваемые породы также сильно отличаются. Суммы РЗЭ растут последовательно от гранитов Адун-Челона (158 г/т) к фельзитам Шерловой Горы (290 г/т). Таким образом, выстраивается тренд с



повышением суммы РЗЭ.

Рис.21. Спектр редкоземельных элементов, нормированных на хондрит по (Sun, McDonough, 1989).

На рис.22 показано, что составы пород от Адун-Челонского к Шерловогорскому массиву выстраиваются в тренд с повышением суммы РЗЭ и увеличением суммы редких щелочей. Составы фельзитов Шерловой Горы входят в общий тренд, с самым высоким уровнем содержания и РЗЭ, и редких щелочей.

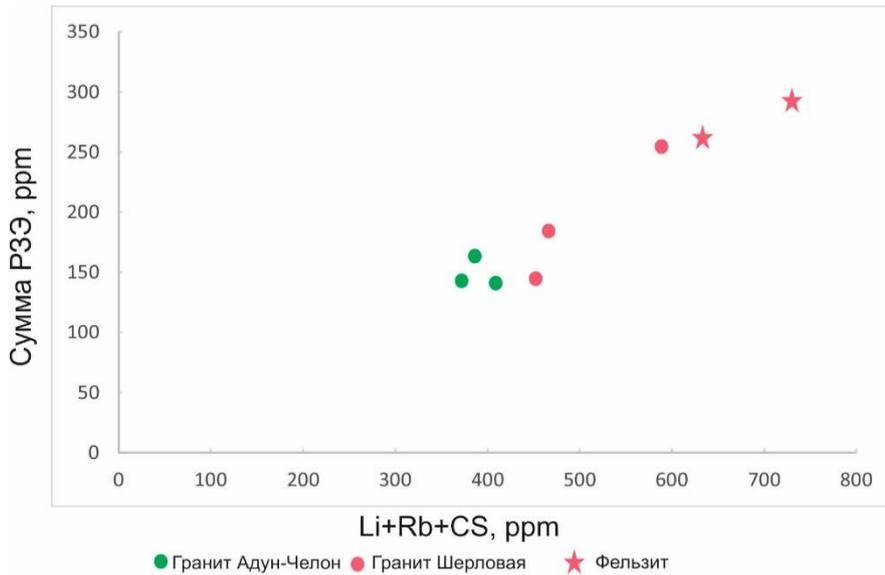


Рис.22. Соотношение суммы РЗЭ и редких щелочей для пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

### Глава 3. Типоморфные особенности главных породообразующих и акцессорных минералов

Породообразующие минералы Адун-Челонского и Шерловогорского массивов представлены кварцем, биотитом, альбитом, калиевым полевым шпатом, , основными акцессорными минералами являются флюорит, циркон, апатит, топаз.

#### 3.1. Слюды

Слюды в породах Адун-Челонского и Шерловогорского массивов являются одним из важных породообразующих минералов гранитов и фельзитов обоих массивов. В породах Адун-Челонского и Шерловогорского массивов все слюды от светло-коричневого до темно-коричневого цвета. Они слагают порфиоровые вкрапленники (рис.23), входят в состав основной массы, а также встречаются в виде кристаллических включений во вкрапленниках кварца. Вкрапленники идиоморфны, некоторые из них деформированы. Размер вкрапленников слюды до 5 мм. В основной массе слюда слагает лейсты размером до 50-100 мкм.

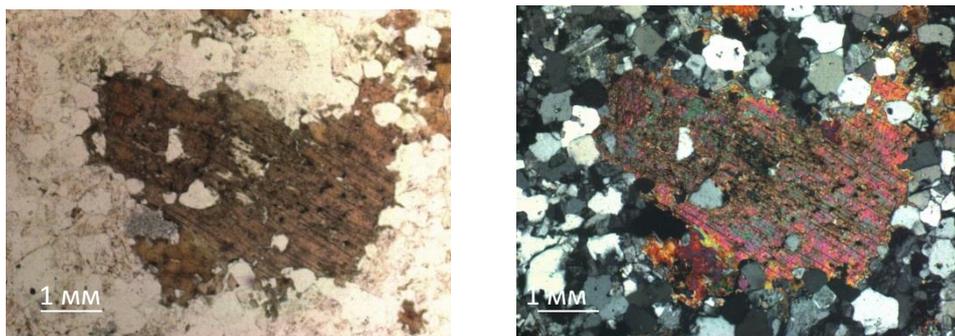


Рис. 23. Биотит в порфиоровидных гранитах Адун-Челонского массива в шлифах в проходящем неполяризованном и поляризованном свете.

Был проведен анализ составов слюд методом электронно-микронного анализа (Табл. 2, 3). Содержание лития в микронных анализах оценивалось по расчетным формулам Тишendorфа (Tishendorf G. Et al, 1987). При этом наиболее удовлетворительные результаты были получены при расчете по содержанию в слюдах лития, по формуле  $Li_2O = (0,289 * SiO_2) - 9,658$ .

Также были рассчитаны формулы для биотитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов (табл.4,5). Все изученные слюды являются триоктаэдрическими, так как сумма октаэдра больше 2,6.

Табл.2 Составы слюд из гранитов Адун-Челонского массива.

Адун-Челон, граниты																
	SG-34				SG-21				SG-25							
Элемент	1	2	3	4	1	2	1	2	3	4	5	6	1	2	3	4
SiO <sub>2</sub>	35,56	35,55	35,66	35,97	34,83	35,10	35,98	35,81	35,49	36,36	36,13	35,98	38,96	39,47	40,48	39,19
TiO <sub>2</sub>	3,86	3,98	3,77	2,15	2,90	2,96	2,66	2,84	3,22	3,15	3,57	2,48	1,06	1,00	0,69	0,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,01	13,16	12,91	17,88	15,71	15,90	14,93	15,24	14,35	15,08	14,54	15,63	21,11	21,27	22,70	21,61
FeO	28,89	27,91	28,22	26,33	26,77	27,28	25,76	25,73	26,07	26,37	26,27	26,30	18,61	18,31	16,35	15,55
MgO	4,42	4,40	4,69	0,21	3,60	3,66	4,35	4,35	4,06	4,14	4,06	4,06	0,58	0,58	0,55	0,54
MnO	0,71	0,58	0,63	0,31	0,64	0,66	0,56	0,55	0,68	0,67	0,70	0,56	1,04	1,10	1,20	1,06
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Na <sub>2</sub> O	0,07	0,07	0,08	0,19	0,11	0,11	0,14	0,08	0,09	0,09	0,19	0,09	0,22	0,20	0,18	0,17
K <sub>2</sub> O	9,17	9,29	9,29	8,83	9,38	9,24	9,23	9,24	9,28	9,38	9,16	9,09	9,55	9,58	9,77	9,64
Rb <sub>2</sub> O	0,00	0,07	0,00	0,39	0,21	0,22	0,04	0,10	0,01	0,04	0,03	0,05	0,61	0,67	0,63	0,61
BaO	0,14	0,13	0,15	0,08	0,09	0,15	0,03	0,16	0,17	0,26	0,17	0,05	0,11	0,12	0,18	0,10
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,00	0,00	0,02	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Li <sub>2</sub> O	0,62	0,62	0,65	0,74	0,41	0,49	0,74	0,69	0,60	0,85	0,78	0,74	1,60	1,75	2,04	1,67
F	1,77	1,66	1,98	4,04	2,61	2,48	2,55	2,46	2,02	1,99	2,17	2,12	4,67	4,46	4,00	3,93
Cl	0,19	0,18	0,25	0,22	0,14	0,15	0,17	0,13	0,16	0,15	0,19	0,13	0,01	0,02	0,02	0,02
Сумма	97,82	96,96	97,62	96,64	97,02	97,91	96,40	96,71	95,59	97,68	97,18	96,57	96,54	96,80	96,76	93,15

Табл.3 Составы слюд из гранитов Шерловогорского массива.

	Шерловая Гора, граниты												
	SG-77								SG-78				
Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	1	2	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	35,26	34,89	35,27	36,18	35,09	35,42	35,90	35,68	37,76	37,82	36,05	36,29	36,65
TiO <sub>2</sub>	2,63	2,27	2,17	2,12	1,89	2,25	1,86	1,93	1,45	1,35	2,00	2,05	2,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,42	17,32	17,74	18,09	17,98	17,82	18,29	18,26	18,83	18,71	17,45	17,49	17,56
FeO	27,29	27,64	27,76	26,25	26,80	26,80	26,78	26,77	25,56	24,82	27,03	27,20	27,45
MgO	0,19	0,19	0,19	0,22	0,20	0,20	0,20	0,18	0,24	0,23	0,25	0,22	0,25
MnO	0,32	0,38	0,32	0,30	0,34	0,35	0,41	0,33	0,37	0,30	0,42	0,36	0,40
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Na <sub>2</sub> O	0,19	0,12	0,09	0,11	0,09	0,15	0,12	0,16	0,13	0,15	0,14	0,11	0,13
K <sub>2</sub> O	9,02	9,17	9,35	9,20	9,23	9,01	9,04	9,22	9,34	9,53	9,32	9,27	9,34
Rb <sub>2</sub> O	0,10	0,10	0,14	0,45	0,49	0,49	0,48	0,46	0,37	0,32	0,32	0,34	0,37
BaO	0,06	0,10	0,08	0,07	0,08	0,08	0,03	0,07	0,08	0,04	0,13	0,05	0,07
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	<0,01	0,01	0,01	<0,01	0,01	0,03	<0,01	0,01	<0,01	0,03	<0,01	<0,01
Li <sub>2</sub> O**	0,53	0,43	0,54	0,80	0,48	0,58	0,72	0,65	1,25	1,27	0,76	0,83	0,93
F	3,71	4,02	3,81	4,27	3,60	3,92	4,02	4,02	4,49	4,77	4,49	4,60	4,11
Cl	0,31	0,41	0,38	0,21	0,27	0,28	0,28	0,25	0,11	0,12	0,14	0,16	0,18
Сумма	96,52	96,61	97,31	97,49	96,06	96,78	97,44	97,33	98,73	98,16	97,77	98,14	98,71*

Примечание: Анализы выполнены на электронно-зондовом микроанализаторе Hitachi S-3400N, Научный парк СПбГУ, ресурсный центр «Геомодель»). Содержания элементов – в мас.%. Содержание лития рассчитано по (Tischendorf, 1997)  $Li_2O=(0,289*SiO_2)-9,658$ .

Табл.4. Кристаллохимические формулы биотитов из гранитов Адун-Челонского массива.

	K	Na	Ca	Rb	Ba	sum	Li	Mg	Fe	Cr	Mn	Ti	Al	sum	Al	Si	sum	Al (tot)	OH	F	Cl	sum
Граниты Адун-Челонского массива 1 фации																						
ШГ 34/1	0,93	0,01	0,00	0	0	0,94	0,2	0,52	1,92	0,01	0,05	0,23	0,04	2,96	1,18	2,82	4	1,22	1,53	0,44	0,03	2
ШГ34/2	0,94	0,01	0	0	0	0,96	0,2	0,52	1,86	0	0,04	0,24	0,07	2,93	1,17	2,83	4	1,24	1,56	0,42	0,02	2
ШГ34/3	0,94	0,01	0,00	0	0	0,96	0,21	0,56	1,88	0	0,04	0,23	0,05	2,96	1,16	2,84	4	1,21	1,47	0,5	0,03	2
	0,94	0,01	0	0	0	0,95	0,20	0,53	1,88	0	0,04	0,23	0,05	2,95	1,17	2,83	4	1,22	1,52	0,45	0,03	2
Граниты Адун-Челонского массива 2 фации																						
ШГ21/1	0,96	0,02	0	0,01	0	0,99	0,13	0,43	1,8	0	0,04	0,17	0,28	2,86	1,21	2,79	4	1,48	1,32	0,66	0,02	2
ШГ21/2	0,93	0,02	0	0,01	0	0,97	0,15	0,43	1,81	0	0,04	0,18	0,27	2,89	1,22	2,78	4	1,49	1,36	0,62	0,02	2
ШГ21/3	0,94	0,02	0	0	0	0,96	0,24	0,52	1,71	0	0,04	0,16	0,26	2,92	1,14	2,86	4	1,4	1,34	0,64	0,02	2
ШГ21/4	0,93	0,01	0	0,01	0,01	0,96	0,22	0,51	1,71	0	0,04	0,17	0,26	2,91	1,16	2,84	4	1,42	1,37	0,62	0,02	2
ШГ21/5	0,95	0,01	0	0	0,01	0,97	0,19	0,49	1,75	0	0,05	0,19	0,21	2,88	1,15	2,85	4	1,36	1,47	0,51	0,02	2
ШГ21/6	0,93	0,01	0	0	0,01	0,96	0,27	0,48	1,72	0	0,04	0,19	0,23	2,93	1,16	2,84	4	1,39	1,49	0,49	0,02	2
ШГ21/7	0,92	0,03	0	0	0,01	0,96	0,25	0,48	1,73	0	0,05	0,21	0,2	2,91	1,15	2,85	4	1,35	1,43	0,54	0,03	2
ШГ21/8	0,92	0,01	0	0	0	0,93	0,24	0,48	1,74	0	0,04	0,15	0,29	2,93	1,16	2,84	4	1,45	1,45	0,53	0,02	2
ШГ21/9	0,91	0,02	0	0	0	0,93	0,23	0,46	1,76	0	0,04	0,22	0,22	2,93	1,21	2,79	4	1,43	1,32	0,66	0,02	2
ШГ21/10	0,89	0,02	0	0	0	0,9	0,26	0,39	1,7	0,01	0,03	0,24	0,29	2,9	1,22	2,78	4	1,51	1,49	0,49	0,02	2
ШГ24/1	0,88	0,02	0	0	0	0,91	0,23	0,46	1,72	0	0,04	0,17	0,31	2,94	1,21	2,79	4	1,52	1,32	0,67	0,01	2
ШГ24/2	0,88	0,01	0	0	0	0,9	0,28	0,46	1,69	0	0,04	0,16	0,32	2,96	1,18	2,82	4	1,5	1,14	0,84	0,02	2
ШГ28/1	0,89	0,01	0	0	0,01	0,9	0,23	0,52	1,92	0	0,04	0,21	0,08	3	1,18	2,82	4	1,27	1,5	0,48	0,03	2
ШГ28/2	0,9	0,01	0	0	0	0,91	0,24	0,52	1,91	0	0,04	0,22	0,07	2,99	1,17	2,83	4	1,24	1,44	0,53	0,03	2
ШГ25/1	0,92	0,03	0	0,03	0	1	0,49	0,07	1,19	0	0,07	0,06	0,88	2,76	1,02	2,98	4	1,9	0,87	1,13	0	2
ШГ25/2	0,93	0,03	0	0,03	0	0,99	0,53	0,07	1,16	0	0,07	0,06	0,89	2,77	1,01	2,99	4	1,9	0,93	1,07	0	2
ШГ25/3	0,92	0,03	0	0,03	0,01	0,98	0,61	0,06	1,01	0	0,08	0,04	0,98	2,78	1	3	4	1,98	1,06	0,94	0	2

Табл.5. Кристаллохимические формулы биотитов из гранитов Шерловогорского массива.

	K	Na	Ca	Rb	Ba	sum	Li	Mg	Fe	Cr	Mn	Ti	Al	sum	Al	Si	sum	Al (tot)	OH	F	Cl	sum
Граниты Шерловогорского массива																						
SG-77/1	0,93	0,02	0	0	0	0,95	0,2	0,41	1,82	0,01	0,05	0,28	0,21	2,98	1,48	2,52	4	1,69	1,53	0,44	0,03	2
SG-77/2	0,94	0,01	0	0	0	0,95	0,2	0,52	1,72	0	0,04	0,31	0,18	2,97	1,37	2,63	4	1,55	1,26	0,71	0,03	2
SG-77/3	0,94	0,01	0	0	0	0,95	0,23	0,6	1,67	0	0,05	0,21	0,19	2,95	1,36	2,64	4	1,55	1,38	0,6	0,02	2
SG-77/4	0,94	0,01	0	0	0	0,95	0,2	0,49	1,81	0,02	0,04	0,23	0,18	2,97	1,34	2,66	4	1,52	1,32	0,65	0,03	2
SG-77/5	0,95	0,03	0	0	0,01	0,99	0,24	0,48	1,82	0	0,03	0,18	0,24	2,99	1,31	2,69	4	1,55	1,2	0,76	0,04	2
SG-77/6	0,96	0,01	0	0	0,02	0,99	0,19	0,48	1,81	0,01	0,04	0,17	0,27	2,97	1,32	2,68	4	1,59	1,18	0,79	0,03	2
SG-77/7	0,92	0,03	0	0,01	0,02	0,98	0,24	0,47	1,69	0	0,06	0,23	0,26	2,95	1,34	2,66	4	1,6	1,21	0,76	0,03	2
SG-77/8	0,93	0,02	0	0	0,01	0,96	0,2	0,51	1,73	0	0,05	0,19	0,27	2,95	1,26	2,74	4	1,53	1,23	0,74	0,03	2
SG-78/1	0,96	0,01	0	0,01	0,01	0,99	0,19	0,49	1,81	0	0,05	0,21	0,23	2,98	1,27	2,73	4	1,5	1,27	0,69	0,04	2
SG-78/2	0,91	0,02	0	0,01	0,01	0,95	0,27	0,4	1,82	0	0,04	0,2	0,23	2,96	1,31	2,69	4	1,54	1,21	0,76	0,03	2
SG-78/3	0,92	0,01	0	0	0,01	0,94	0,25	0,53	1,73	0,02	0,03	0,22	0,2	2,98	1,25	2,75	4	1,45	1,21	0,74	0,05	2
SG-78/4	0,9	0,03	0	0,02	0	0,95	0,27	0,41	1,71	0	0,04	0,21	0,31	2,95	1,28	2,72	4	1,59	1,3	0,68	0,02	2
SG-78/5	0,94	0,03	0	0	0	0,97	0,24	0,43	1,78	0	0,05	0,23	0,26	2,99	1,33	2,67	4	1,59	1,23	0,73	0,04	2

Для классификации слюд нами была использована треугольная диаграмма в следующих координатах  $Mg^{2+} - Fe+Mn - R_{VI}+Ti_{VI}$ , М.Фостер (Рис. 24). Точки составов слюд из пород Адун-Челонского массива наиболее близки к Mg-биотитам, а Шерловогорского массива к Fe-биотитам.

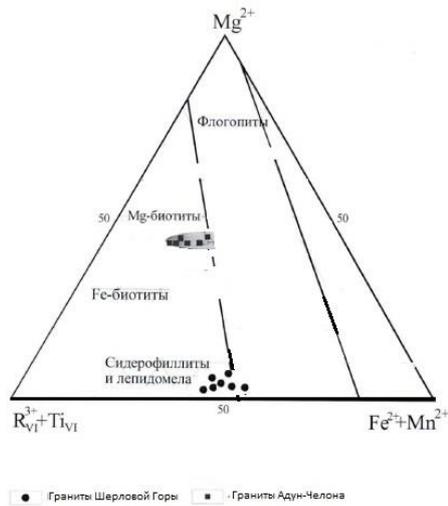


Рис.24. Состав слюд Адун-Челонского и Шерловогорского массивов на диаграмме М. Foster (Foster, 1960).

На рис.25 изображено соотношение FeO и MgO в слюдах исследуемых гранитов. Слюды Адун-Челонского массива имеют содержание FeO от 15 до 30 мас.% и самое высокое содержание MgO (до 5 мас.%). По содержанию железа слюды Шерловогорского массива имеют более ограниченный диапазон состава и более высокую среднюю концентрацию Fe и очень низкую концентрацию Mg.

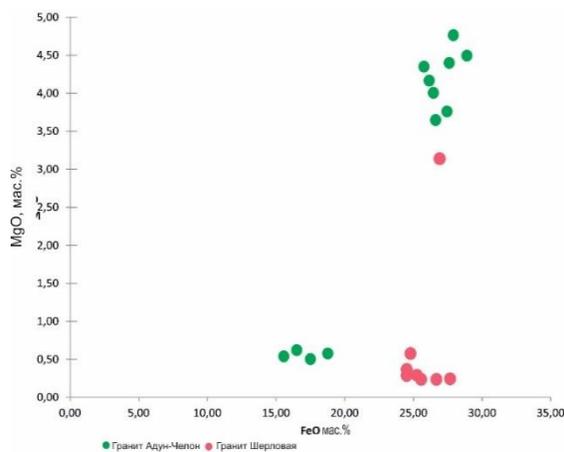


Рис.25. Содержания MgO и FeO<sub>общ</sub> в мас.% для гранитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Рассмотрим биотиты из Адун-Челонского массива. Как видно из рис.24, состав этих слюдов соответствует железистым биотитам. Биотиты этого массива характеризуются достаточно широкими вариациями в содержаниях железа, магния и алюминия. Содержание алюминия варьирует от 13,04 до 21,67 мас.%  $Al_2O_3$ , при этом содержание суммарного железа изменяется в пределах 17,21-28,34 мас.% FeO, магний – 0,56-4,50 мас.% MgO (рис.25). В слюдах из гранитов Адун-Челонского массива первой фации ко второй фации происходит последовательное уменьшение содержания хлора (от 0,2 до 0,02 мас.% Cl). Также наблюдается уменьшение железистой (от 52,43 до 33,1 мас.%) и магнезиальной (от 15,26 до 1,98 мас.%).

Слюды Шерловогорского массива представлены лепидомеланами и сидерофилитами, практически без магниевой составляющей. Они отличаются от слюдов гранитов Адун-Челона в первую очередь пониженным содержанием магния (от  $0,22 \pm 0,02$  мас.% MgO), большим содержанием алюминия ( $18,46 \pm 1,06$ , мас.%  $Al_2O_3$ ), меньшим количеством титана ( $1,98 \pm 0,47$  мас.%  $TiO_2$ ). Для этих слюдов характерно более высокое содержание рубидия ( $0,34 \pm 0,14$  Rb<sub>2</sub>O), лития ( $0,85 \pm 0,27$  мас.% Li<sub>2</sub>O) и фтора ( $3,92 \pm 0,55$  мас.% F).

*Режим летучих.* Представление о роли летучих в процессе формирования рассматриваемых пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов можно составить на основе изучения состава слюдов.

Как видно из рисунка 26, по уровням концентрации, соотношению фтора и хлора и поведению их в процессе дифференциации Адун-Челонский и Шерловогорский массивы образуют интрузивные системы с разным режимом летучих компонентов. Шерловогорский массив характеризуется изначально высокой концентрацией фтора и хлора (0,41 мас.% Cl и 3,6 мас.% F).

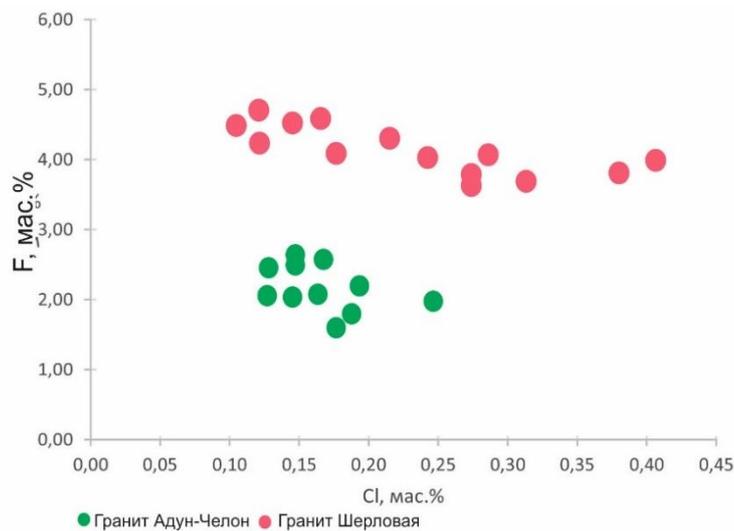


Рис.26. Характер распределения фтора и хлора в биотитах гранитов Адун-Челонского и Шерлогогорского массивов.

В Адун-Челонском массиве в процессе его формирования происходит от первой ко второй фации гранитов падение содержаний хлора (от 0,25 до 0,01 мас.% Cl). Для Шерлогогорского массива характерна резкая потеря хлора (от 0,41 до 0,11 мас.% Cl), по сравнению с накоплением фтора (от 3,6 до 4,77 мас.% F), что подтверждает разноглубинность формирования этих массивов и объясняет связь с ними различных типов рудоносных дифференциатов – пегматиты Адун-Челонского массива и грейзены в Шерлогогорском. Изучение составов слюд показывает, что по мере роста дифференцированности расплава в слюдах исследуемых массивов наблюдается накопление фтора и уменьшение концентраций хлора.

### 3.2. Полевые шпаты

Калиевый полевой шпат и плагиоклаз являются главными породообразующими минералами в гранитах и фельзитах Адун-Челонского и Шерловогорского массивов. Изменения в их химическом составе могут дать важную петрогенетическую информацию. В пределах Шерловогорского интрузива развита альбитизация пород, значительная часть КПШ замещена вторичным плагиоклазом. При изучении шлифов пород были обнаружены пертиты распада.

Калиевый полевой шпат присутствует во всех породах как в виде мелкозернистой основной массы, так и в виде крупных порфиroidных вкрапленников. Наиболее крупные вкрапленники размером до нескольких сантиметров характерны для порфиroidных биотитовых гранитов ранней фазы Адун-Челонского массива. Микроклиновaя решетка в скрещенных николях поляризационного микроскопа зафиксирована уже в породах первой фации Адун-Челонского массива, что позволяет сделать вывод о том, что калиевый полевой шпат этого комплекса представлен микроклином.

Как известно, состав вкрапленников и основной массы часто различаются между собой. Вкрапленники апогранитов являются более низкотемпературными по сравнению с КПШ основной массы. Л.Ф. Сырицо отмечает (Сырицо, 2002), что общей тенденцией для гранитоидных комплексов Восточного Забайкалья является последовательное уменьшение альбитовой составляющей в составе КПШ от ранних комплексов и фаз к более поздним. При этом, как правило, в ранних комплексах (например, шахтаминский) КПШ из вкрапленников содержат больше натрия по сравнению с основной массой, а в поздних комплексах (например, кукульбейский) более высокое содержание альбитового минала отмечается в КПШ из основной массы (Сырицо, 2002).

Составы калиевого полевого шпата представлены на рисунке 27. Методом электронно-микронзондового анализа были установлены составы калиевых полевых шпатов. (Табл. 6,7).

Табл.6. Составы Калиевых полевых шпатов из Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Элемент	Граниты Адун-Челон				Граниты Шерловая Гора					
	1	2	3	4	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	65,42	65,34	64,87	64,23	64,71	64,56	61,17	64,57	65,28	65,17
TiO <sub>2</sub>	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,48	18,6	18,37	18,38	18,41	18,44	17,34	19,18	18,34	18,38
FeO	0,07	0,06	0,01	0,04	0,02	0	0,03	<0,01	<0,01	<0,01
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MnO	0,02	<0,01	0,04	<0,01	0,04	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
CaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
K <sub>2</sub> O	15,15	14,94	15,25	15,33	15,35	15,04	13,28	14,79	14,97	15,29
Na <sub>2</sub> O	1,05	0,99	1,03	0,72	0,63	0,86	0,97	0,97	0,98	0,61
Rb <sub>2</sub> O	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
SrO	0,27	0,25	0,2	0,19	0,22	0,26	0,22	0,2	0,24	0,22
BaO	0,13	0,14	0,06	0,07	0,12	0,17	0,08	0,18	0,05	0,11
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	<0,01	0,02	0,02	<0,01	<0,01	0,01	0,02	0,02	<0,01
сумма	100,58	100,33	99,85	99	99,5	99,34	93,11	99,93	99,89	99,82

Табл.7. Составы плагиоклазов из гранитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

Элемент	Граниты, Адун-Челон		Граниты Шерловая Гора	
	1	2	1	2
SiO <sub>2</sub>	64,4	63,38	67,96	65,57
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,02	0,02	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,78	22,65	19,62	18,95
FeO	0,05	0,08	0,17	0,02
MgO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
MnO	<0,01	<0,01	0,02	0,04
CaO	<b>3,7</b>	<b>3,9</b>	0,15	0,36
K <sub>2</sub> O	0,29	0,37	0,17	0,15
Na <sub>2</sub> O	9,79	9,65	11,18	11,12
Rb <sub>2</sub> O	0,02	0,03	0,04	0,47
SrO	0,19	0,19	0,17	0,18
BaO	0,09	0,08	<0,01	0,06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	<0,01	0,03	<0,01	0,04
сумма	101,32	100,36	99,5	97,05

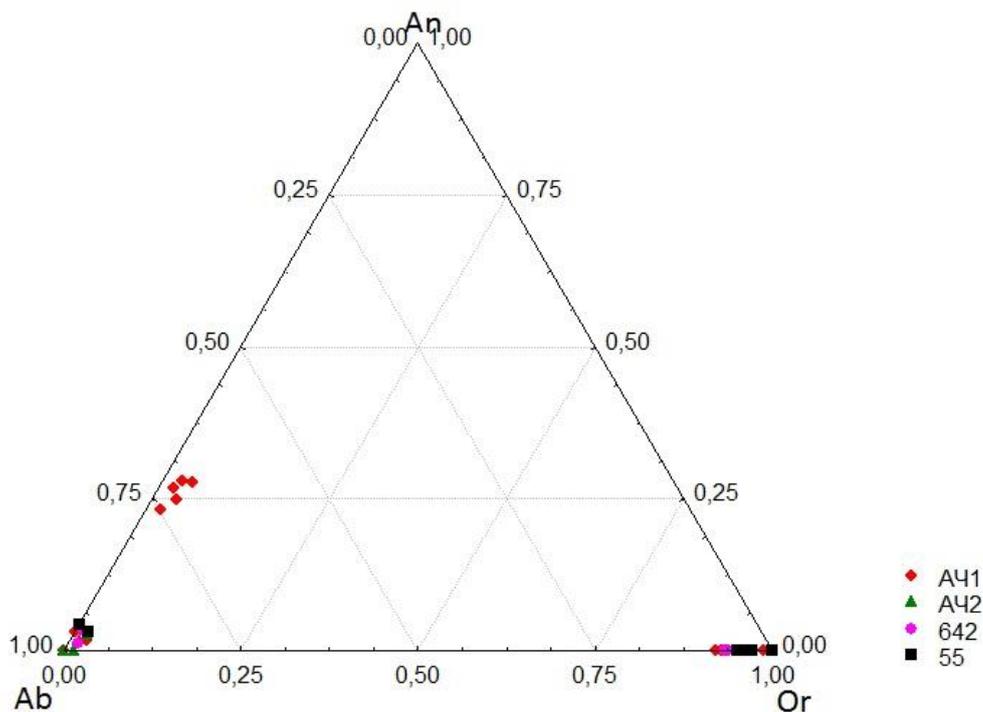


Рис. 27. Классификационная диаграмма КрПШ и плагиоклазов в координатах Ab-An-Or для полевых шпатов из пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов. АЧ – ПШ из гранитов Адун-Челонского массива, 642, 55 – ПШ из гранитов Шерловогорского массива.

Полевые шпаты являются основными концентраторами таких важных индикаторных элементов, как Rb и Sr. Уровни концентрации рубидия и стронция можно рассматривать в качестве типоморфного признака. КрПШ гранитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов содержат 320 г/т Rb и 842 г/т Sr.

Плагиоклазы в изучаемых гранитах встречаются двух типов – первичные и вторичные, которые возникли в результате процесса альбитизации гранитов. Стоит отметить, что в целом для редкометальных гранитов характерны процессы вторичной переработки. В ходе данной работы были проведены исследования по определению номера плагиоклаза методом пересчета по данным микрозондового анализа. Для гранитов Адун-Челона номер плагиоклаза оказался равным 18-20. Для Шерловогорского массива №15-18.

### 3.3. Химический состав и морфология цирконов.

Циркон  $ZrSiO_4$  является широко распространенным акцессорным минералом. Его важность сложно переоценить. Циркон служит ярким индикатором условий и механизмов петрогенеза, является источником информации об особенностях среды минералообразования. Также служит незаменимым геотермометром и геохронометром.

В рамках представленной работы были выделены монофракции цирконов из всех основных типов пород, слагающих Шерловогорский и Адун-Челонский массивы редкометальных гранитов в Восточном Забайкалье. Зерна циркона из каждого типа пород были просмотрены под бинокляром LEICA, сделана фотодокументация.

Часть зерен циркона была закатана в шайбы, в дальнейшем для этих цирконов были проведены подробные исследования на сканирующих электронных микроскопах в ресурсных центрах СПбГУ «Геомодель», «Нанотехнологии» (табл.8, 9). Также было проведено ионное зондирование (SIMS, Ярославль) для определения содержаний редких и редкоземельных элементов в составе цирконов (табл.10, 11).

Микроэлементный состав изучался на микроанализаторе Cameca IMS-4f (Ярославль). Анализ проводился для следующих элементов: Hf, В, Li, Р, Са, Ti, Sr, Y, Nb, Cs, Ba, Th, U, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Yb, Lu (табл. 10).

Внутреннее строение цирконов изучалось различными методами электронной микроскопии. Так, метод катодолюминесценции и метод BSE-сканирования отображают строение циркона в разных плоскостях. Интенсивность катодолюминесценции циркона зависит от концентраций различных элементов, таких как:  $Dy^{3+}$ ,  $Er^{3+}$ ,  $Yb^{3+}$ ,  $Hf^{4+}$ ,  $U^{4+}$ , при этом последние два элемента её гасят, а остальные усиливают. Необходимо учитывать, что корреляция интенсивности CL от концентраций REE и редких элементов не является прямой и в некоторых случаях нарушается, что подтверждает «двойной» характер явления: наличие «собственной» (вызванной дефектами решетки и электронными вакансиями) и «наложенной» люминесценции. Для цирконов гранитоидов характерна инверсия яркости CL и BSE изображений (Мачевариани, 2015). Этот факт в целом подтвердился в ходе выполнения данной работы.

Табл. 8. Результаты микрозондового анализа циркона

	Адун-Челонский массив								Шерловгорский массив					
	пегматиты			граниты					граниты		фельзиты			
	4	4	4	34	34	34	34	34	86	86	88	88	88	88
<b>SiO2</b>	31,96	32,66	34,41	33,66	32,80	31,81	32,93	32,63	33,44	32,89	31,19	32,53	32,73	34,09
<b>P2O5</b>	н.п.о	0,03	0,06	0,02	0,04	0,02	0,05	0,04	0,10	0,10	0,13	н.п.о	0,02	0,02
<b>CaO</b>	0,01	н.п.о	0,01	0,00	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,09	н.п.о	0,01	н.п.о
<b>Sc2O3</b>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о
<b>TiO2</b>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
<b>MnO</b>	н.п.о	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	0,01	0,01	н.п.о	0,01	н.п.о	0,01
<b>FeO</b>	н.п.о	н.п.о	0,01	0,02	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	0,00	0,03	н.п.о	0,01	н.п.о
<b>Y2O3</b>	0,08	0,06	0,42	0,18	0,06	0,27	0,31	0,15	0,54	0,43	0,62	0,12	0,33	0,10
<b>ZrO2</b>	66,94	66,67	62,15	61,96	66,63	65,08	65,14	66,10	63,57	66,06	66,42	67,45	65,58	62,44
<b>Nb2O5</b>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о
<b>SnO2</b>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о
<b>Ce2O3</b>	0,02	н.п.о	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	0,01	н.п.о	0,01	0,02	0,01	н.п.о	н.п.о
<b>HfO2</b>	1,63	1,22	2,09	1,66	1,20	1,70	1,50	1,38	2,27	2,19	1,64	1,47	1,72	1,69
<b>Ta2O5</b>	0,04	0,00	0,04	0,04	0,03	н.п.о	0,01	н.п.о	0,02	0,01	н.п.о	0,02	0,03	н.п.о
<b>WO3</b>	0,06	0,05	0,08	н.п.о	0,06	0,05	0,05	0,04	0,15	0,05	0,09	н.п.о	0,06	0,02
<b>PbO2</b>	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01	0,01	н.п.о	н.п.о	н.п.о	0,01
<b>ThO2</b>	0,03	н.п.о.	0,07	0,07	0,01	0,12	0,09	0,05	0,14	0,11	0,21	0,01	0,07	н.п.о
<b>UO2</b>	0,12	0,02	1,02	0,26	0,02	0,49	0,23	0,10	0,64	0,56	0,63	0,07	0,30	0,13
<b>Сумма</b>	100,89	100,75	100,39	97,87	100,89	99,55	100,32	100,51	100,92	102,46	101,08	101,69	100,87	98,52
<b>Zr/Hf</b>	40,97	54,50	29,76	37,28	55,50	38,18	43,36	47,86	27,96	30,13	40,47	45,88	38,02	36,86

Табл. 8. Результаты микрозондового анализа циркона (продолжение)

Шерловгорский массив			
	граниты		
	642	642	642
<b>SiO<sub>2</sub></b>	33,02	33,95	31,07
<b>P<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	0,01	0,03	0,02
<b>CaO</b>	0,01	Н.п.о	0,02
<b>Sc<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,01	Н.п.о	0,00
<b>TiO<sub>2</sub></b>	Н.п.о	Н.п.о	Н.п.о
<b>MnO</b>	Н.п.о	0,01	Н.п.о
<b>FeO</b>	0,01	0,00	Н.п.о.
<b>Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0,04	0,13	0,25
<b>ZrO<sub>2</sub></b>	66,67	62,92	69,46
<b>Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	Н.п.о	Н.п.о	Н.п.о
<b>SnO<sub>2</sub></b>	Н.п.о	Н.п.о	Н.п.о
<b>Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	Н.п.о	0,02	Н.п.о
<b>HfO<sub>2</sub></b>	1,11	1,48	1,43
<b>Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub></b>	Н.п.о	0,01	0,02
<b>WO<sub>3</sub></b>	Н.п.о	0,04	0,03
<b>PbO<sub>2</sub></b>	Н.п.о	Н.п.о	Н.п.о
<b>ThO<sub>2</sub></b>	Н.п.о	0,03	0,03
<b>UO<sub>2</sub></b>	0,01	0,15	0,14
<b>Сумма</b>	100,88	98,76	102,47
<b>Zr/Hf</b>	60,32	42,51	48,47

Табл. 9. Результаты анализа циркона методом ионного зондирования (SIMS, Ярославль)

	Адун-Челон												Шерловая Гора		
№п.п.	Пегматит				Гранит		Фельзиты						Граниты		
Hf	8218,00	6376,00	7987,00	6581,00	10703,00	16670,00	11471,00	13740,00	11183,00	9494,00	9054,00	10278,00	9191,00	5156,00	7607,00
Ti	4,54	14,02	10,17	82,10	261,31	70,29	5,58	39,14	34,83	93,20	24,57	17,31	544,62	2283,63	18,64
B	0,06	0,08	0,17	0,47	0,46	1,24	0,20	7,02	0,84	14,27	3,29	0,39	1,67	112,85	0,04
Li	0,54	0,15	0,44	0,73	0,85	0,44	0,05	5,14	0,25	0,91	0,24	0,05	0,74	605,42	0,02
Cs	0,24	0,25	0,32	2,73	0,81	1,43	0,21	1,43	1,02	7,10	0,94	0,26	5,17	50,36	0,22
Ca	10,98	44,67	160,33	135,24	52,06	354,18	33,15	258,60	243,03	1531,88	324,54	87,72	5984,54	3536,78	17,05
Sr	0,80	0,83	1,10	1,41	2,61	11,71	1,25	5,92	4,38	18,34	3,70	1,68	15,92	28,86	0,89
Ba	1,25	1,56	1,85	3,39	2,79										
U	820,06	245,73	940,63	353,73	3672,19	8827,40	1123,06	2940,16	1379,68	3097,92	1057,04	694,16	1059,01	657,89	284,27
Th	171,37	64,44	189,35	177,09	783,28	1388,47	214,16	828,36	217,98	3157,05	987,95	263,70	481,90	103,17	98,95
Nb	25,30	24,45	18,92	89,33	367,04	3750,26	1308,46	1105,90	573,03	242,66	304,29	42,54	44,68	8,70	11,55
Y	904,84	802,33	909,14	791,35	1713,72	6691,88	998,74	3884,53	1400,71	10378,76	3250,83	1208,25	1054,08	494,46	1321,75
La	0,15	0,04	3,10	2,41	2,54	6,16	0,34	3,14	0,81	22,12	3,83	0,66	837,31	2,67	0,09
Ce	10,25	8,01	19,65	17,08	17,79	66,16	11,58	26,29	9,44	128,71	46,80	11,55	2697,20	19,71	7,08
Pr	0,12	0,11	1,08	0,76	1,30	4,01	0,32	3,22	0,62	26,11	3,36	0,61	313,09	0,92	0,55
Nd	1,33	2,00	5,69	5,14	7,16	25,14	2,98	33,46	5,16	192,39	36,00	5,45	1423,37	6,05	9,89
Sm	2,87	4,15	3,65	4,08	5,62	34,10	5,52	42,97	8,96	230,25	36,00	8,98	457,86	8,03	12,85
Eu	0,04	0,19	0,02	0,28	0,26	0,88	0,28	3,85	0,51	19,34	3,29	0,53	2,50	0,31	0,34
Gd	13,76	17,08	15,23	16,14	25,54	144,23	22,90	111,15	32,79	434,15	101,65	31,25	521,80	19,50	48,32
Dy	63,15	65,93	64,33	60,09	133,82	635,31	83,51	344,70	129,67	1017,40	300,59	101,17	239,77	54,73	127,05
Er	145,80	124,22	144,75	126,76	306,45	1126,15	166,94	570,71	252,02	1116,38	421,67	168,44	165,12	82,92	207,46
Yb	296,09	216,21	284,02	226,30	646,05	1916,04	313,03	1104,14	578,82	1878,93	672,45	289,50	250,66	136,06	301,35
Lu	47,48	33,54	45,48	35,14	96,89	265,69	47,17	158,08	84,60	253,87	97,20	43,45	48,39	21,36	50,28

Табл.10. Результаты анализа циркона методом ионного зондирования (SIMS, Ярославль). Продолжение табл.9.

	Адун-Челон						Шерловая								
	пегматит				гранит		гранит			фельзит					
	4	4	4	4	34	34	642	642	642	88	88	88	88	88	88
Eu/Eu*	0,01	0,00	0,03	0,02	0,01	0,02	0,04	0,01	0,01	0,00	0,06	0,01	0,31	0,05	0,01
Ce/Ce*	0,20	10,74	12,62	9,79	76,40	120,76	8,21	0,06	0,02	0,04	0,08	0,03	0,39	0,14	0,04
REE	4223,86	587,00	494,18	1243,42	581,04	471,48	6957,07	352,26	765,27	654,58	2401,71	1103,40	5319,63	1722,85	661,58
LREE	136,46	33,19	29,75	34,67	14,76	14,50	5731,34	37,69	30,80	21,02	112,93	25,50	618,90	129,29	27,77
HREE	4087,41	553,81	464,43	1208,75	566,28	456,98	1225,74	314,57	734,47	633,55	2288,78	1077,90	4700,72	1593,56	633,80
LuN/LaN	402,40	136,89	136,05	355,93	2953,48	7823,80	0,54	74,75	5141,66	1337,21	3768,52	1597,66	6254,97	2044,99	957,86
YbN/LaN	215,87	127,73	130,91	354,59	751,90	535,55	312,32	451,02	3302,49	1653,32	6286,24	2504,11	5698,39	4973,67	1869,83
LuN/GdN	14,90	24,16	17,61	30,69	27,92	15,89	0,75	8,86	8,42	1314,04	1145,03	607,85	335,85	328,86	59,85
SmN/LaN	8,58	1,82	2,62	3,43	29,64	160,71	56,87	98,64	218,09	922,97	352,20	712,16	84,95	175,49	435,91

## Циркон из пород Адун-Челонского массива.

**Циркон биотитовых гранитов Адун-Челонского массива** окрашен в светло-желтые цвета, прозрачен, идиоморфен, размер около 150-200 мкм. Циркон из Адун-Челонского массива характеризуется наличием ядер. По краевой части обнаруживается осцилляторная зональность. Зерна циркона характеризуются коэффициентом удлинения  $K=2-3,5$ . (рис. 28).

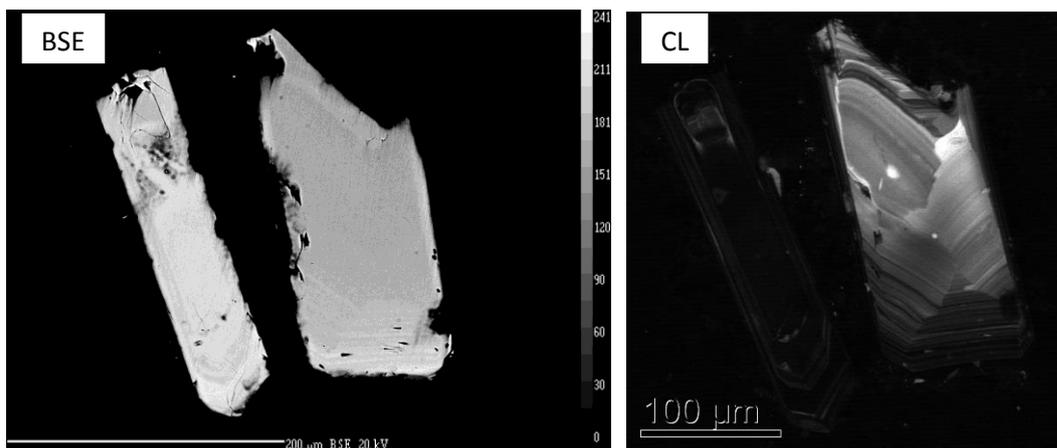


Рис.28. Циркон из гранитов Адун-Челонского массива.

**Циркон из пегматитов Адун-Челонского массива** непрозрачен, окрашен в темно-бурые оттенки. Размер кристаллов около 150-200 мкм. Коэффициент удлинения варьирует от 1 до 2,5. В отличие от других изучаемых цирконов, для циркона из пегматитов характерно доминирование грани (100) над (101), что позволяет относить циркон к типам  $P_4$ ,  $P_5$ ,  $D$ , причем  $P_5$  преобладает (рис. 29). Поверхность граней неровная, характерны следы растворения, однако по сравнению с другими цирконами они проявлены меньше.

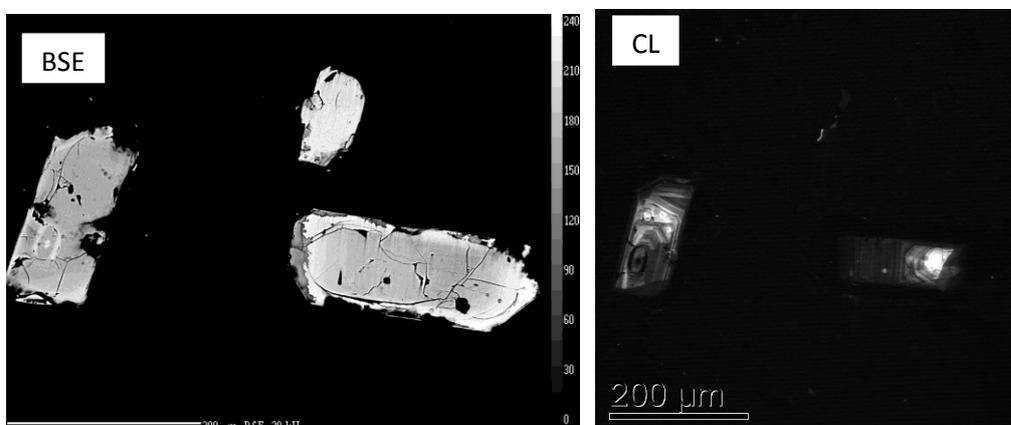


Рис.29. Циркон из пегматитов Адун-Челонского массива.

### Циркон из Шерловогорского массива.

Нами были выделены цирконы из фельзитов и гранитов Шерловогорского массива. Циркон из гранитов окрашен в желтоватые оттенки, прозрачен, идиоморфен, размер варьирует от 100х300 мкм до 300х400 мкм, характерен короткопризматический габитус с коэффициентом удлинения ( $K_u$ ) около 1,5-2,5. Католюминесценция (CL) кристаллов отражает в целом массивное, однородное строение циркона с магматической осцилляторной зональностью во внешних каймах. В BSE-изображениях иногда замечены неоднородности (Рис. 30).

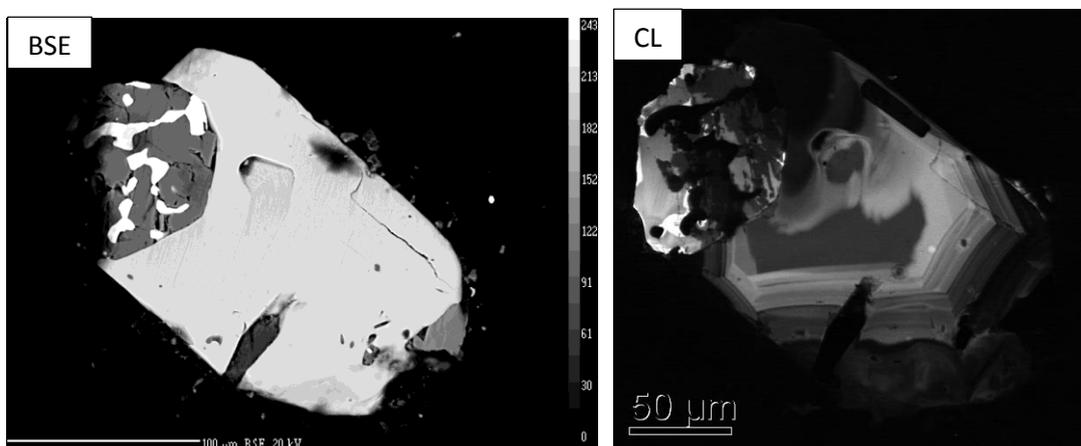


Рис. 30. Циркон из гранитов Шерловогорского массива.

Кристаллы **циркона из фельзитов** Шерловогорского массива прозрачны, окрашены в светло-желтые оттенки, размер около 200-300 мкм. Коэффициент удлинения кристаллов циркона фельзитов Шерловой Горы меняется от 1,5 до 3,5.

Кристаллы идиоморфные, характеризуются развитием граней призмы (110) и пирамиды (101), редко встречаются грани призмы (100).

Грани кристаллов цирконов из фельзитов зачастую неровные, без блеска, на поверхности можно видеть следы растворения в виде сот, каналов, ямок. CL-изображения циркона демонстрируют наличие ядра, затем иногда видна осцилляторная зональность. Некоторые кристаллы обладают «каймой», которая наблюдается и на гранях кристаллов в качестве зон роста, и на CL- и BSE-изображениях как тонкоритмичная оторочка (Рис. 31).

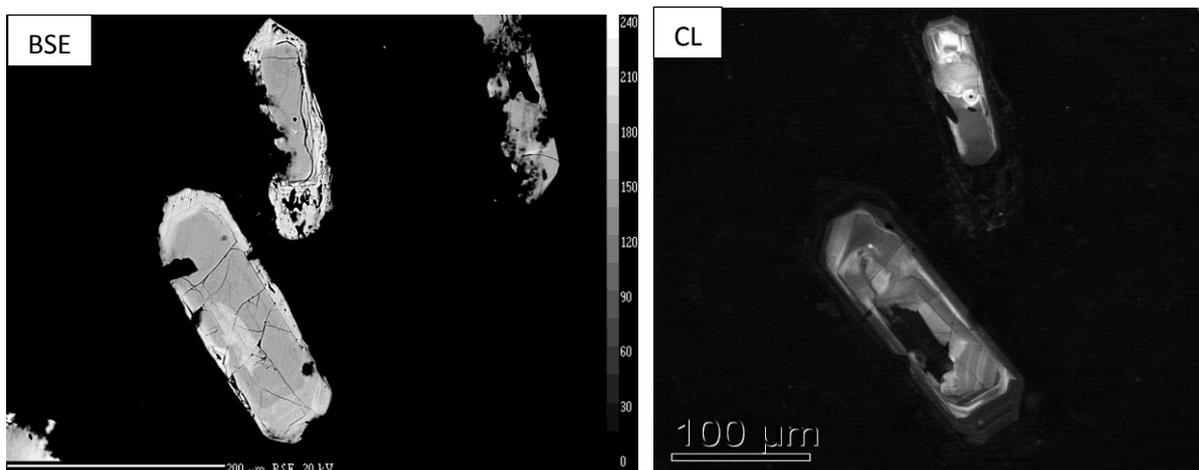


Рис. 31. Циркон из фельзитов Шерловгорского массива.

#### Циркон из топаза Шерловгорского массива.

Также нами были обнаружены зерна циркон в кристалле топаза голубого цвета из грейзенов Шерловгорского массива. Зерна циркона представляют собой минеральные захваченные включения в топазе, которые расположены по зонам роста кристалла. Циркон окрашен в светло-коричневые тона, прозрачен, как правило, идиоморфен, размер около 150-250 мкм. Коэффициент удлинения изменяется от 1,5 до 3 (рис.32).

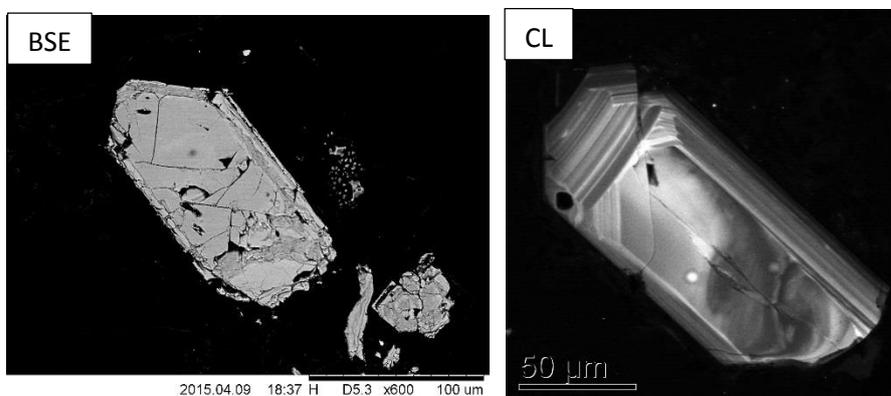


Рис. 32. Циркон из топаза Шерловгорского массива.

#### **4.2. Химизм циркона**

Химический состав циркона был изучен на микроанализаторах CAMECA SX-100, Hitachi S-3400N (Ресурсный центр СПбГУ «Геомодель»), Hitachi TM 3000 (Ресурсный центр СПбГУ «Центр микроскопии и микроанализа»).

Как видно из табл. 8, Zr/Hf-отношение в цирконе от гранитов Адун-Челонского массива к гранитам Шерлвой Горы растет, что отражает процесс магматической дифференциации массива. Циркон биотитовых гранитов Адун-Челонского и

Шерловогорского массивов достаточно однороден: содержания Hf варьируют от 1,1 до 2,3 масс.% HfO<sub>2</sub>, U – от 0,01 до 1,03 масс.% UO<sub>2</sub>. Циркон обоих массивов характеризуется достаточно низкими содержаниями (Hoskin, Schaltegger, 2003) U (от 0,1 масс.% UO<sub>2</sub> в цирконе биотитовых гранитов Адун-Челона до 1,01 масс.% UO<sub>2</sub> - в пегматитах), Th (от 0,02 масс.% ThO<sub>2</sub> в цирконе биотитовых гранитов Адун-Челона до 0,4 масс.% ThO<sub>2</sub>), Y (от 0,1 масс.% Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в цирконе фельзитов до 0,56 масс.% Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – в гранитах Шерловой Горы), неоднородностью по U/Th-отношению.

Анализируя опубликованные данные (Hoskin, Schaltegger, 2003; Wang et al., 1996) следует отметить, что для циркона редкометальных гранитов Восточного Забайкалья характерны повышенные содержания редких элементов: Hf, U, Th, REE. Для циркона Адун-Челонского массива характерно: 1) минимальное содержание некогерентных элементов в ядре; 3) максимальная концентрация во внешних каймах Hf, U, Y. Циркон из гранитов Адун-Челонского массива характеризуется минимальными суммами РЗЭ. При этом Sm/La и отношение в гранитах и пегматитах Адун-Челона значительно ниже, чем в гранитах Шерловой Горы, что говорит о том, что по степени дифференцированности легких редкоземельных элементов Шерловогорский массив является гораздо более дифференцированным. Следует также отметить, Ce/Ce\* отношение падает от гранитов Шерловой Горы к фельзитам – это может свидетельствовать о метасоматических процессах. Спектры REE в цирконах Адун-Челонского и Шерловогорского массивов приведены на рис. 33, 34 (нормированные на хондрит, по Sun, 1989). Как видно на рисунке 35, циркон из гранитов Адун-Челона более магматический, граниты Шерловой Горы также попадают в поле магматических цирконов. Интересную позицию – промежуточную между магматическим и гидротермальным цирконом, занимают цирконы из фельзитов Шерловой Горы. Цирконы из пегматитов Адун-Челонского массива, в целом, попадают в поле гидротермальных цирконов.

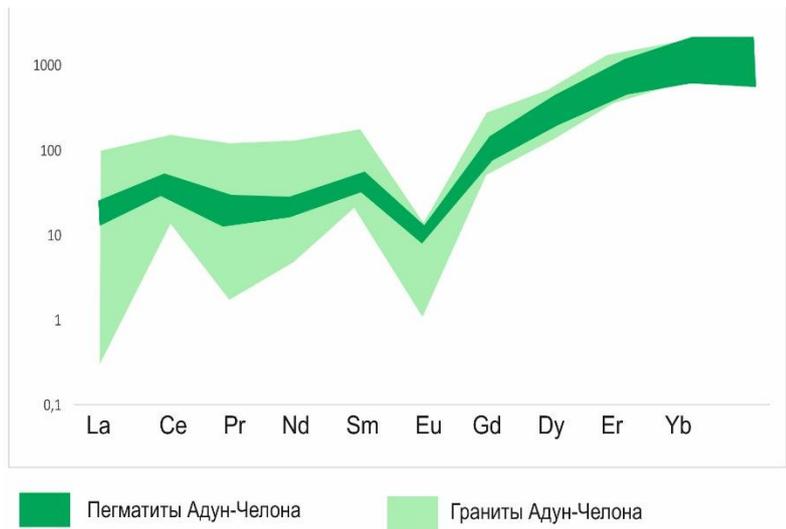


Рис.33. Спектры РЗЭ для цирконов из Адун-Челонского массива

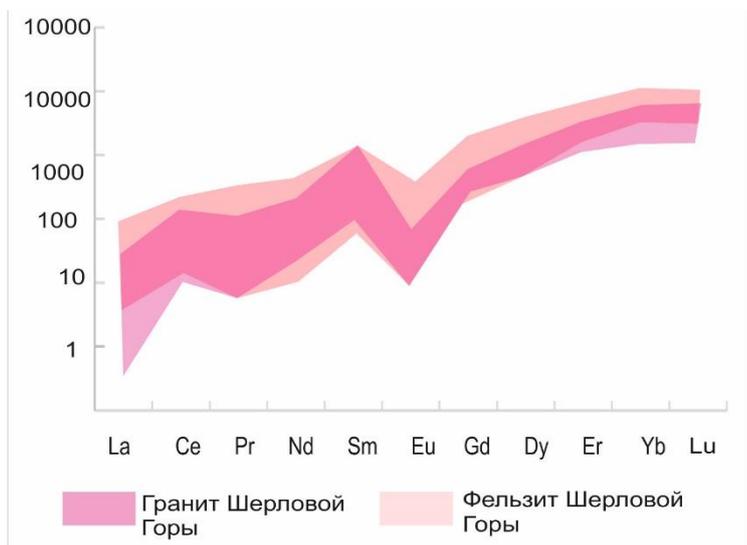


Рис.34. Спектры РЗЭ для цирконов из Шерлогогорского массива

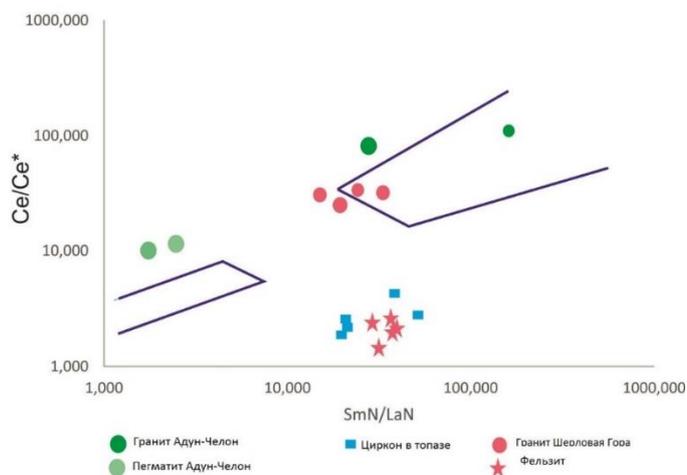


Рис. 35. Составы цирконов из Адун-Челонского и Шерлогогорского массивов на диаграмме Pelleter, 2007

## Глава 4. Изучение минералообразующих сред по данным флюидных включений

### 4.1. Общие сведения о включениях и методах их исследования

Минералообразующая среда - физическое пространство, в котором происходит зарождение и рост минерала. Она имеет множество параметров: фазовое состояние (твёрдое, жидкое, газообразное), температура, давление, концентрация вещества. Минералообразующие среды можно наблюдать во включениях в минералах. Включения бывают нескольких типов: кристаллические (рис.36), расплавные (рис.37), флюидные (рис.38). Флюидные включения могут быть как однофазными, так и многофазными. Обычно они состоят из газовой фазы, жидкой и твердой. В солевом составе доминирует NaCl (фоновый электролит). Газ – CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>. Другие компоненты – CO<sub>3</sub>, F, BO<sub>3</sub>, Ca, Mg

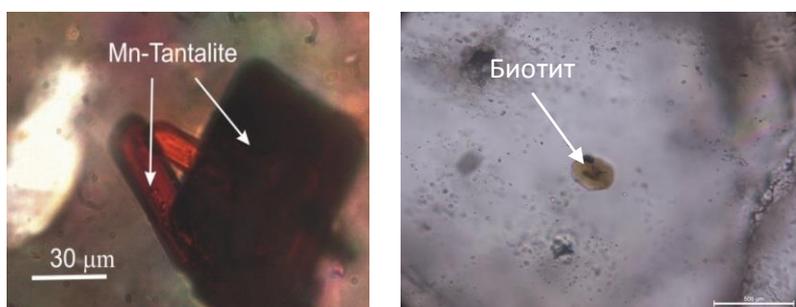


Рис.36. Кристаллические включения манганотанталита (в кварце из Амазпорфиробластового гранита, массив Ачикан) и биотита (в кварце из протолитионитового гранита, массив Ичунь). Состав включений определен методом рамановской спектроскопии.

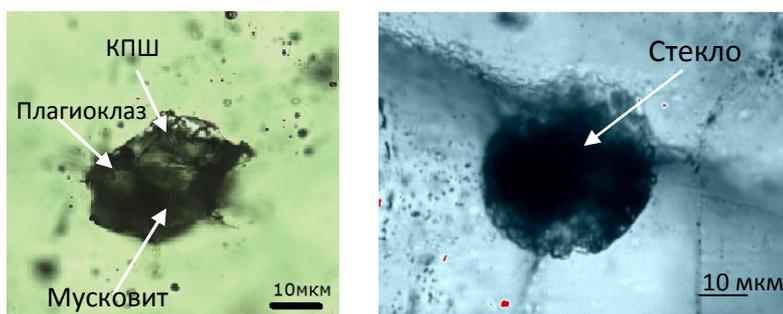


Рис.37. Расплавные включения в кварце из гранитов (А) и онгонитов (Б) Орловского массива. А – раскристаллизованное (интрузив). Б – стекловатое (эффузив). (Баданина, 2004)

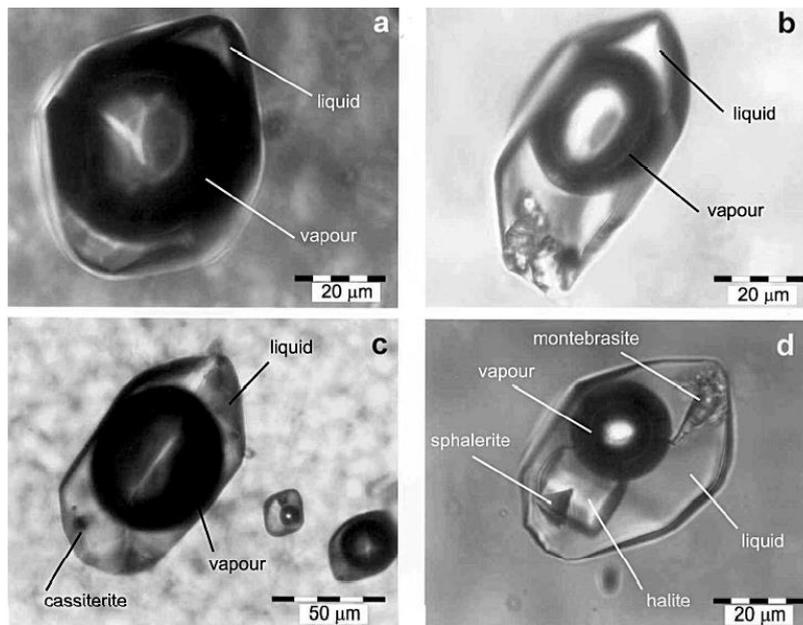


Рис.38. Флюидные включения в кварце из пегматитов Малханского месторождения, состоящие из нескольких фаз: твердой, жидкой, газообразной (Thomas, 2009).

#### Рамановская спектроскопия.

В 1928 году сэр Чандрасехара Венката Раман экспериментально доказал явление неупругого рассеяния света. Для этого им был сконструирован специальный спектрометр, который фокусировал солнечные лучи на образце чистой жидкости. Используя систему светофильтров ему удалось отделить лучи с частотой колебаний отличной от частоты колебаний падающих лучей. Таким образом, было доказано существование не рэлеевского рассеяния (Богданова, 1997). Уже через 2 года (в 1930) рамановская спектроскопия стала основным методом неразрушающего химического анализа. Но после Второй Мировой войны ИК спектроскопия вытеснила Рамановскую спектроскопию. В связи с интенсивным развитием чувствительных ИК детекторов и достижениями в области электроники, ИК спектроскопия оказалась более простой в использовании. С развитием лазеров, в 1960х годах вновь возник интерес к рамановскому методу (Колесов, 2009).

Метод рамановской спектроскопии основан на комбинационном рассеянии света. Комбинационное рассеяние обусловлено неупругими столкновениями фотонов с молекулами (или ионами), в ходе которых они обмениваются энергией. В результате проявления такого эффекта мы получаем колебательные спектры (Сущинский, 1969). Колебательная спектральная линия характеризуется четырьмя параметрами: частотой, шириной, поляризацией и интенсивностью.

Суть метода заключается в том, что через образец исследуемого вещества пропускают луч с определенной длиной волны, который при контакте с образцом рассеивается. Затем, полученные лучи с помощью линзы собираются в один пучок и пропускаются через светофильтр, отделяет слабые лучи рамановского рассеяния от более интенсивных релеевских. Отделенные рамановские лучи усиливаются и направляются на детектор, фиксирующий их частоту колебания

Главной характеристикой колебательной спектральной линии является его частота. Отмечено, что частоты колебаний некоторых связей или функциональных групп могут слабо изменяться от соединения к соединению, такие частоты принято называть характеристическими.

В кристаллах существует несколько типов колебаний: либрационные, деформационные, валентные, смешанные трансляции анионов и катионов. Стоит отметить существование закономерностей в образовании частот колебаний. Так, частоты деформационных колебаний почти в два раза меньше частот валентных колебаний тех же связей. Ширина спектральной линии зависит от дефектности кристалла и от температуры. Интенсивность линий в рамановской спектроскопии почти не анализируется (Колесов, 2009).

Комбинационное рассеяние света (рамановское рассеяние) обусловлено неупругими столкновениями фотонов с молекулами (или ионами), в ходе которых они обмениваются энергией. По изменению энергии фотона можно судить об изменении энергии молекулы, то есть о переходе ее на новый энергетический уровень. Схематически эти переходы показаны на рис. 39:

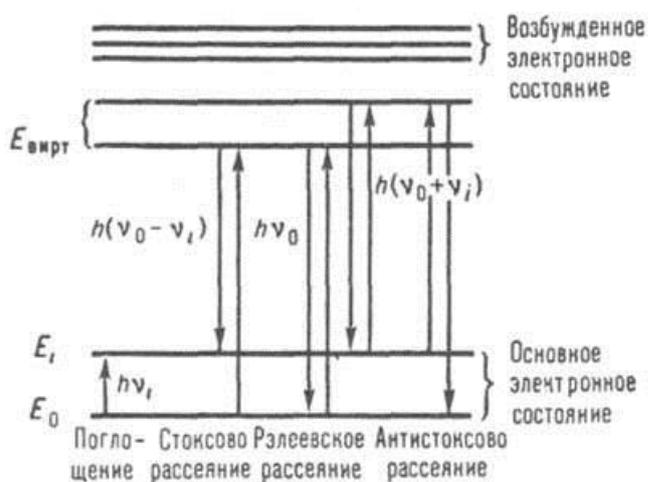


Рис.39. Схема перехода молекулы на новый энергетический уровень

Молекула в невозбужденном состоянии находится на основном нижнем уровне (основное колебательное и электронное состояние). Электрическое поле лазера повышает энергию системы до нестабильного состояния, индуцируя поляризацию химических групп. Поляризованное состояние не является истинным энергетическим состоянием и называется «виртуальным состоянием». Релаксация из виртуального состояния происходит почти немедленно и в основном происходит возвращение в основное состояние. Этот процесс и является Рэлеевским рассеянием (Samson, 2003). Релаксация на первый колебательный уровень возбуждения называется Стокс-Раман сдвигом (рис.40). Стокс-Раман рассеяние имеет более низкую энергию (более высокую длину волны), чем излучение лазера. Большинство систем имеют часть единиц (молекул), изначально находящихся в возбужденном колебательном состоянии. При Рамановском рассеянии такие молекулы переходят из возбужденного колебательного уровня на основной энергетический уровень, и в результате появляется излучение более высокой энергии (более короткой длины волны), чем излучение лазера. Такой тип рассеяния называется анти-Стокс-Раман сдвигом.

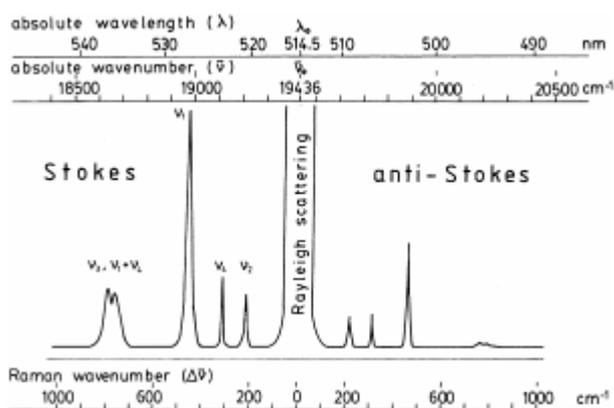


Рис.40. Типы рамановского рассеяния (Стокс-Раман сдвиг и анти-Стокс-Раман сдвиг)

Метод рамановской спектроскопии в геологии (Burke, 2000) является одним из основных методов неразрушающего анализа вещества. Информация, которая содержится в колебательных спектрах, дает представления о структуре вещества, фазовом состоянии, межатомном взаимодействии. Метод рамановской спектроскопии имеет ряд важных преимуществ перед другими видами анализа. В первую очередь, он позволяет изучать очень маленькие объекты, размером до 1 микрометра. К этому необходимо добавить возможность проникновения зондирующего луча внутрь прозрачной среды; простоту пробоподготовки; возможность анализировать вещества в разном состоянии: твердом, жидком, газообразном; возможность проводить как качественный, так и количественный

анализ; однозначное установление присутствия анионных групп. Также стоит отметить создание базы большой общедоступной данных [ruifinfo](http://ruifinfo), в которой собраны спектры различных минералов.

Результаты съемки КР представляются в виде графика, вдоль вертикальной оси которого откладывается интенсивность рамановского излучения, по горизонтальной оси – сдвиг рамановского излучения, т.е. разница частот между источником света (частота Релеевского рассеяния) и рамановским излучением (частота Стоксовой линии). Сдвиг рамановского излучения выражается в волновых числах ( $\text{см}^{-1}$ ).

Колебательные состояния, исследуемые в Раман спектроскопии, являются такими же, что и в ИК спектроскопии. Поэтому Раман спектроскопия очень похожа на метод ИК спектроскопии с Фурье преобразованием (ИК-Фурье спектроскопия). Раман и ИК-Фурье спектроскопия являются дополняющими друг друга методами. Колебания, которые сильно проявляются в ИК спектре (сильные диполи) обычно слабо проявляются в Раман спектре. В тоже время, неполярные функциональные группы, дающие очень интенсивные Рамановские полосы, как правило, дают слабые ИК сигналы (Сущинский, 1969). В связи с этим, Рамановская спектроскопия используется не только как отдельный метод, но и в сочетании с ИК-Фурье спектроскопией для получения наиболее полного представления о природе образца.

Наши исследования были выполнены на КРС спектрометре LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon (рис.41) с комплектующим программным обеспечением LabSpec. Прибор относится к дисперсионным КРС спектрометрам на базе одинарного монохроматора. Принцип работы основан на дисперсии света (разложении света). В приборе присутствуют 2 лазера с различными длинами волн - He-Cd (325 нм) и Ar (514 нм). Мощность лазера может меняться от 8 до 50 мВ. Микроскоп Olympus оборудован объективами 10X, 50X, 100X; увеличение окуляра – 10X.



Рис.41 Внешний вид прибора LabRam HR800 Horiba Jobin Yvon

*Процесс съемки образца.* Лазерный луч, проходя через систему линз и зеркал, фокусируется через объектив микроскопа на образце. Рассеянный, после взаимодействия с образцом, луч по оптической системе проходит через режекторный фильтр («notch filter») и конфокальное отверстие («Confocal hole»). Далее прохождение луча контролируется за счет затвора («Shutter»), который, в зависимости от выставленного времени экспозиции, открывает ход лучу, который попадает на спектрометр. В качестве источника излучения использовался аргоновый лазер. Деполяризованный свет падает на образец и некоторая его часть неупруго рассеивается на нем. В спектрометре свет, пройдя дифракционную решетку, разлагается на составляющие и направляется на выходную щель. Сканирование по частоте осуществляется поворотом дифракционной решетки. Решетку поворачивает шаговый двигатель, управляемый компьютером. После выходной щели спектрометра стоит ПЗС матрица, которая в зависимости от координаты точки падения луча на матрицу ставит в соответствие определенную длину волны или частоту, а также длине волны или частоте сопоставляет интенсивность луча.

#### Сканирующая электронная микроскопия для анализа сухих остатков солей.

Исследования флюидных включений проводятся с помощью сканирующего электронного микроскопа в режиме вторичных электронов. Этот прибор при изучении включений может использоваться в нескольких направлениях. Важной особенностью этого прибора, является то, что электронный пучок фокусируется с хорошей резкостью и позволяет исследовать мелкие детали во включениях (толщина пучка до 1 мкм). Аналитические результаты, получаемые с помощью этого метода, чаще всего являются качественными или полуколичественными. Объектом исследования являются включения, вскрытые поверхностью излома образцов. Наибольший эффект на получаемое изображение оказывает топография образцов. Для исследования образца требуется покрыть его электропроводящей пленкой (например, углеродом). В результате можно выявить особенности строения стенок включений, форму дочерних кристаллов во включении, характер сухих остатков, образовавшихся при испарении растворов во включении. После получения изображения, используя энергодисперсионный рентгеновский спектрометр, можно на основе характеристического излучения, возникающего в определенной точке дочернего кристалла, проводить качественный и/или количественный анализ присутствующих в нем элементов. Методы электронной микроскопии достаточно удобны для изучения таких небольших объектов, как включения, но незначительная проникающая способность лучей позволяет хорошо изучать только вскрытые включения. Хотя получаемые этим методом результаты являются лишь

качественными или полуколичественными, они позволяют проводить гораздо более достоверную идентификацию дочерних минералов, чем простые сведения о форме кристаллов.

Многие исследователи (Ле Бель, Холлбауэр, Карузо и Симмонс, Хейнес, Несбитт и Келли. Энтони и др.) показали, что с помощью метода электронной микроскопии можно получить результаты, в такой степени приближенные к количественным, что после их обработки можно рассчитать стехиометрические соотношения, которые позволяют идентифицировать минералы. Несмотря на все преимущества метода, он имеет ряд ограничений. В связи с тем, что исследуемые образцы имеют неровную поверхность, ее не всегда можно сориентировать перпендикулярно лучу, а значит и возникают сложности с получением количественных результатов. Во-вторых, хотя пучок имеет небольшой диаметр (1-0,1 мкм), он проникает в образец, по крайней мере на несколько микрометров (глубина проникновения зависит от ускоряющего напряжения), в связи с этим полученный результат может включать в себя вещества, находящиеся за изучаемым кристаллом. Также, многие дочерние кристаллы при испарении растворов включений покрываются пленкой солей (на них еще может откладываться вещество самого минерала-хозяина). Вышеизложенные недостатки метода не дискредитируют его. Некоторые из них можно избежать.

Следует отметить, возможности этого метода для изучения флюидной составляющей включений. Для этого необходимо заморозить включения до их перехода в твердое состояние, затем разрушить минерал-хозяин, для вскрытия этих включений и затем с помощью сканирующего микроскопа изучить состав флюида. В общем, следует помнить о неоднозначности полученных результатов и очень осторожно делать выводы о существующих минеральных фазах во включениях. Наши исследования были проведены в Ресурсном центре «Геомодель» на сканирующий электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD - AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX - AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS - INCA 500.

#### 4.2. Морфология включений и состав минеральных фаз.

В ходе исследования нами были отобраны 8 наиболее представительных образцов из 30. Из отобранных образцов для изучения включений были изготовлены двустороннеполированные пластинки и отобраны монофракции кварца размерностью 1-0,5 мм. В пластинках была описана морфология включений их фазовый состав, определены типы включений (первичные, вторичные), а также выполнена диагностика твердых, жидких и газовых фаз методом рамановской спектроскопии (спектрометр Horiba LabRam HR800, Научный парк СПбГУ ресурсный центр «Геомодель»).

Из монофракций кварца отбирались зерна, содержащие включения. Затем они были раздроблены и обломки смонтированы на металлической шашке для последующего исследования методами сканирующей микроскопии. Сухие остатки солей, остающиеся при выпаривании воды после вскрытия включения, были проанализированы на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N с аналитическими приставками: анализа дифракции отраженных электронов EBSD - AzTec HKL Channel 5 Advanced, количественного энерго-дисперсионного микроанализа EDX - AzTec Energy 350, количественного волнового дисперсионного анализа WDS - INCA 500. Для определения составов сухих остатков использовано ускоряющее напряжение 20 кВ ток зонда – 1-5 нА. Толщина пучка зонда 3 мкм.

Адун-Челонский массив. Для Адун-Челонского месторождения из 4 образцов биотитовых гранитов были изготовлены 4 двустороннеполированные пластинки. В пластинках было выделено 2 разновидности кварца: гороховидный кварц размером 2-4 мм, вторая разновидность – кварц в общей массе породы, зерна неидiomорфные, измененные, размер менее 0,5 мм. В рамках данной работы исследовались кварцы первого типа (рис.42).

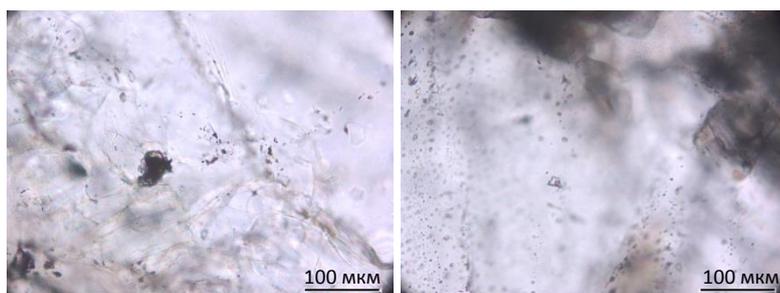


Рис.42. Две разновидности кварца (слева направо): 1- с расплавленными и флюидными включениями, 2- с флюидными.

Включения, изученные в гранитах Адун-Челонского массива первичные, размером от 10 до 50 мкм. Наиболее часто встречаются двухфазные включения с крупным пузырьком 30-50 об.%, редко попадаются однофазные (рис.43). Характерно наличие флюидных включений с вытянутыми кристалликами – КСl (?). В ассоциации с флюидными включениями также были обнаружены и расплавленные. Твердые фазы флюидных включений методом рамановской спектроскопии проанализировать не удалось, так как скорее всего они представляют собой NaCl и KCl.

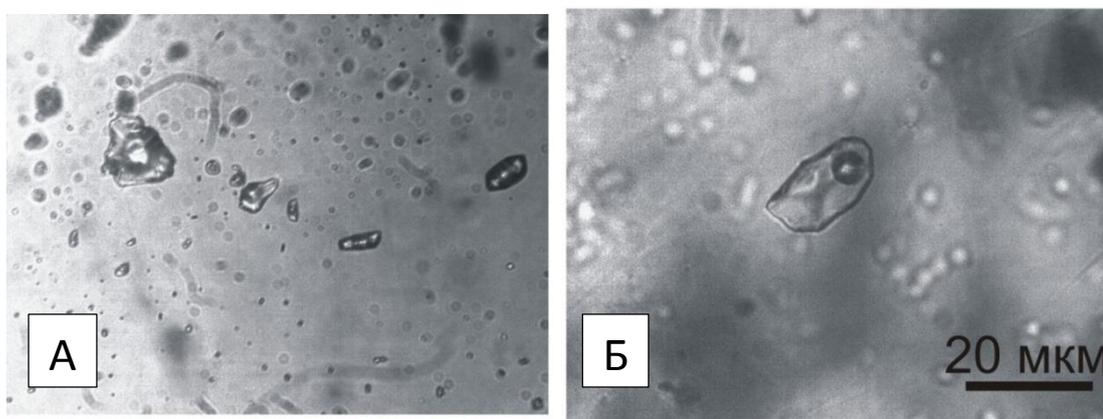


Рис.43 Включения в кварце первого типа из гранитов Адун-Челонского массива. А – двухфазные газовой-жидкие включения, б – двухфазное газовой-жидкое включение.

#### Шерловогорский массив.

Нами были изучены включения из среднезернистых порфировидных гранитов Шерловогорского массива. Кварц в этих гранитах идиоморфный, изометричный от белого до сероватого. В изучаемых гранитах были выделены два типа кварца (глава 2). Флюидные включения были изучены в кварце первого типа (рис.44).

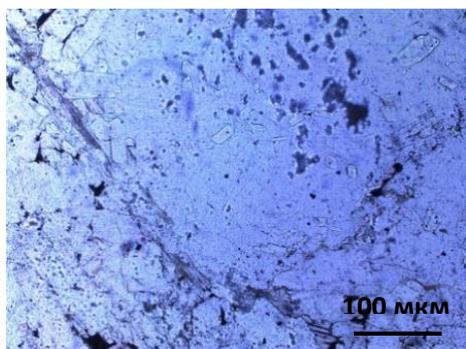


Рис. 44.Кварц первого типа из гранитов Шерловогорского массива.

Флюидные включения в кварце порфировидных гранитов имеют разнообразный фазовый состав. Присутствуют двухфазные газовой-жидкие, существенно газовые, а также трехфазные (и более, до 5 фаз) включения (рис.45). В многофазных включениях присутствуют как NaCl, так и KCl. Наиболее характерны для гранитов многофазные флюидные включения, размером 20-60 мкм. Они обычно имеют достаточно правильную форму, обычно образуют скопления. Объем газовой фазы составляет 20-35 об.%. Количество солевых фаз иногда достигает 90% объема включения, но в среднем солевые фазы занимают около 30 об.%. Солевые фазы достаточно разнообразны. При изучении под микроскопом отчетливо диагностируется галит и карбонатные фазы. Наблюдается большое количество «вязких» включений, которые не меняют своей интерференционной окраски. На основе чего, возможно предположить, что эти включения содержат рассолы. Рядом с исследуемыми флюидными включениями можно наблюдать и расплавные включения. Здесь также не рассматриваются вторичные включения, размещенные в пределах трещин в кристалле, пересекающие несколько зерен, так как захват таких включений, вероятно, приурочен к более поздним метасоматическим процессам, вследствие чего они не несут информации о минералообразующей среде.

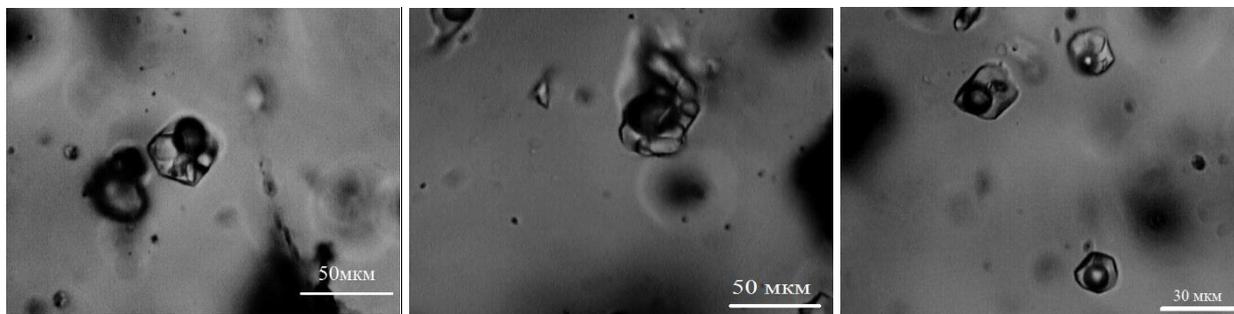


Рис.45. Морфология включений из гранитов Шерловогорского массива.

Состав твердой фазы флюидных включений из гранитов Шерловогорского массива был проанализирован методом рамановской спектроскопии, согласно методике, описанной выше. В результате удалось получить уникальные данные по составу минералов в этих флюидных включениях. Были обнаружены: большое количество разных карбонатов, кристаллы сассолина, дакиардит ( $\text{Ca}_2(\text{Si}_{20}\text{Al}_4)\text{O}_{48} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ ), топаз (рис.46).

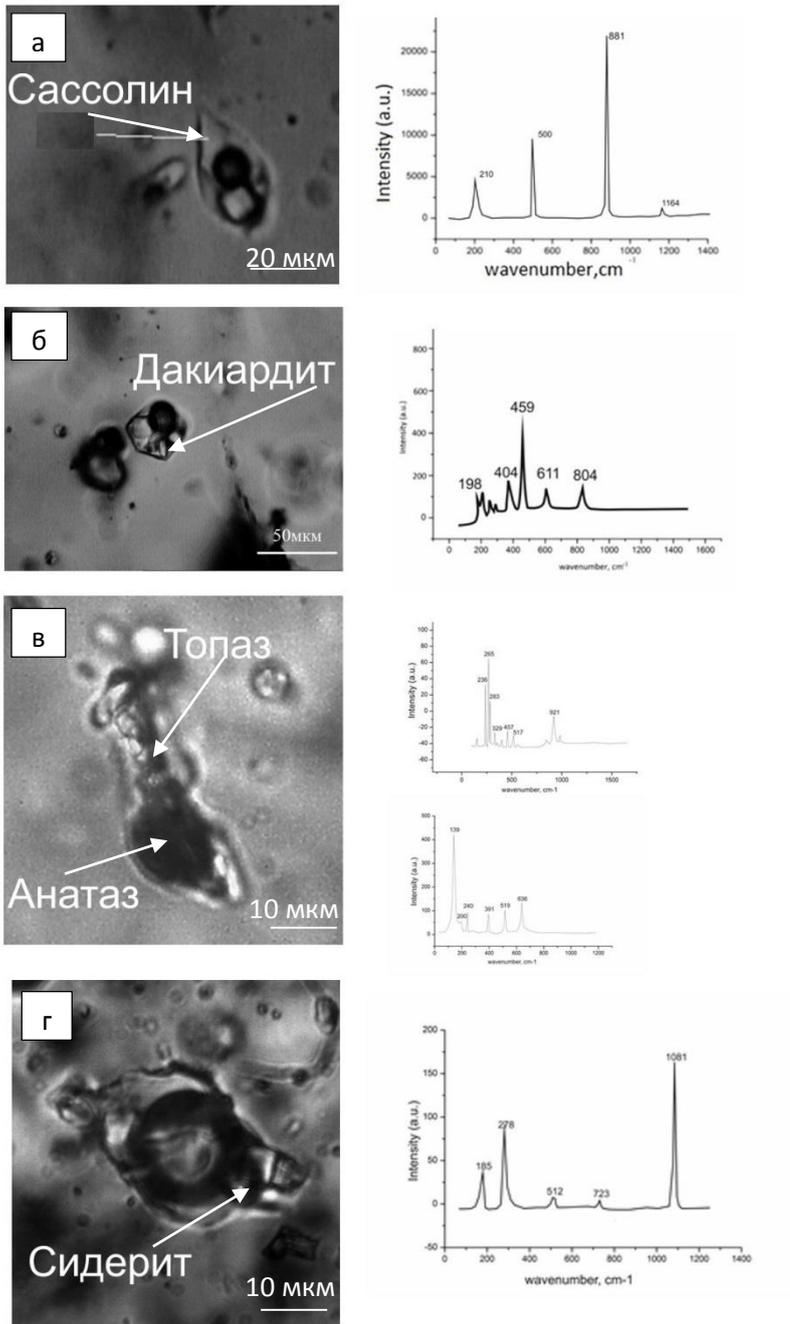


Рис.46. Минеральный состав флюидных включений в кварце из гранитов

Шерловогорского массива и соответствующие им рамановские спектры: а – сассолин, б – дакиардит, в – топаз и анатаз, в – сидерит.

Фельзиты Шерловой Горы.

В изучаемых фельзитах были выделены две разновидности кварца (глава 2). Включения изучены только в первом типе кварца, так как из-за мелких зерен второго,

флюидных включений там обнаружить не удалось. Первый тип образует относительно крупные бласты на фоне основной массы породы (рис.47).

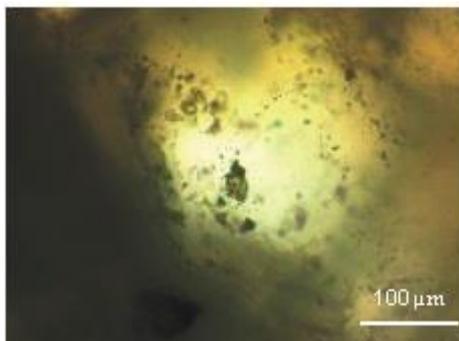


Рис.47. Первый тип кварца в фельзитах Шерловогорского массива.

Для кварца первого типа характерно наличие множества мелких - до 30 мкм флюидных включений округлой, иногда вытянутой формы (рис.48). Пузырек в двухфазных включениях маленький, размер всего 10-30 об.%.. Включения, как правило, двухфазные. Трехфазные включения встречаются достаточно редко. Тем не менее при наличии твердых фаз, по форме кристалликов и цветам интерференции идентифицируются KCl и NaCl. Также в ассоциации с флюидными иногда встречаются расплавные включения (рис.49).

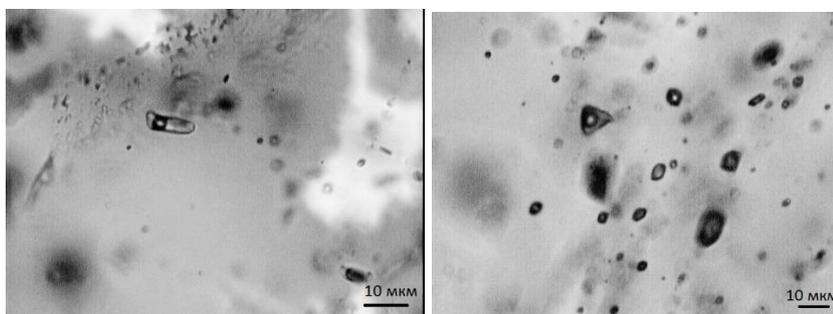


Рис.48. Флюидные включения в кварце из фельзитов Шерловой Горы.

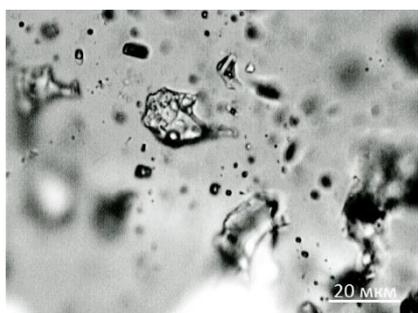


Рис.49. Расплавное включение в кварце из фельзитов Шерловой Горы.

С помощью метода рамановской спектроскопии состав твердой фазы не удалось проанализировать в связи с тем, что скорее всего, она представлена солями натрия и калия.

#### 4.3. Составы газовых и жидких фаз флюидных включений. Термометрия.

Составы газовых фаз изучаемых флюидных включений были установлены методом рамановской спектроскопии. В ходе исследования удалось выявить важные различия и особенности для всех типов изучаемых пород.

Адун-Челонский массив.

Состав газовой фазы флюидных включений в гранитах данного массива – это преимущественно  $\text{CO}_2$ , также иногда встречается смесь газов  $\text{CO}_2$  и  $\text{CH}_4$  ( $\text{CO}_2 = 96\%$   $\text{CH}_4 = 4\%$ ) (рис.50), что говорит о восстановительных условиях среды минералообразования. В составе жидкой фазы обнаружены характерные пики воды и жидкая  $\text{CO}_2$ . Наличие  $\text{CO}_2$  как в газовой, так и в жидкой фазе говорит о высоком давлении, на момент образования данных включений.

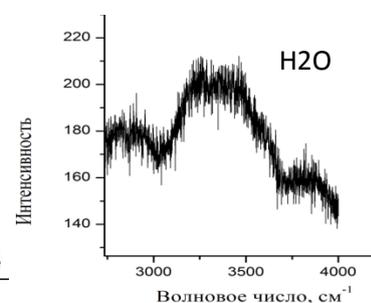
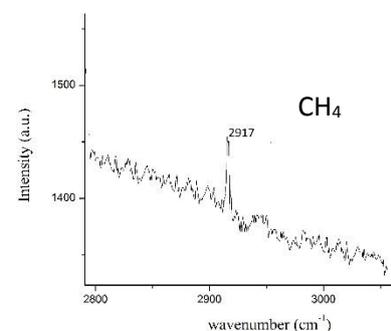
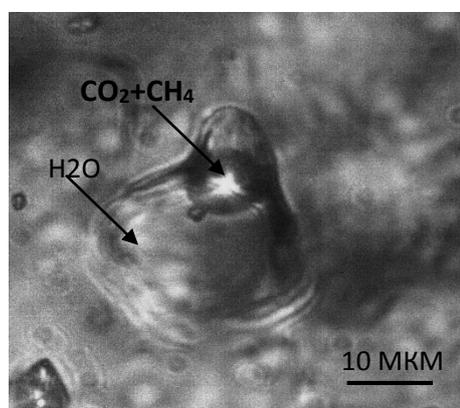
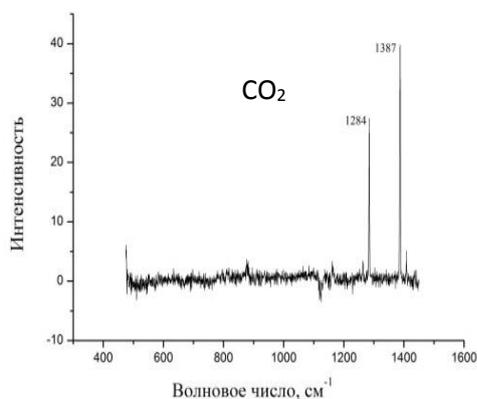
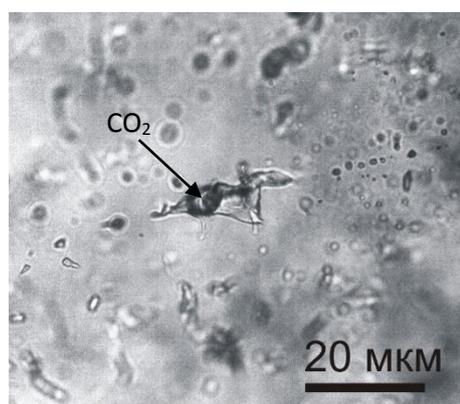


Рис. 50. Составы газовых фаз флюидных включений из кварца гранитов Адун-Челонского массива

Также в ходе работы были проведены термобарогеохимические исследования флюидных включений. В результате чего, были установлены температуры гомогенизации для них. Температура оказалась в пределах 280-390<sup>0</sup>С. Концентрация флюида в эквиваленте NaCl равна 55-65%.

### Граниты Шерловой Горы.

При изучении состава газовой фазы флюидных включений в гранитах Шерловогорского массива, были получены следующие результаты: в состав газовой фазы входят CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O (рис.51). Стоит отметить, что флюидные включения из кварца порфиридных гранитов Шерловогорского массива содержат CO<sub>2</sub> только в газовой фазе, что означает более низкое давление в системе на момент формирования включений, чем на Адун-Челонском массиве.

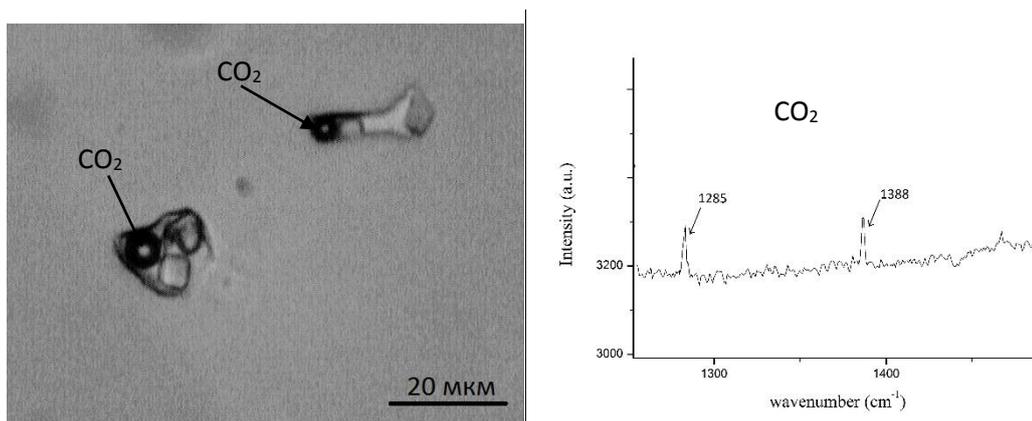


Рис. 51. Составы газовых фаз флюидных включений из кварца гранитов Шерловогорского массива

По результатам термобарогеохимических исследований установлена температура гомогенизации включений: **350-450 °С**. Температуры растворения кристаллических фаз в таких включениях варьируют в широком диапазоне температур: растворение одних фаз происходит при температурах в интервале 160-230<sup>0</sup>С, другие не растворяются после исчезновения газового пузырька при температурах до предела термокамеры 600<sup>0</sup>С и, вероятно, представляют собой захваченные минералы. Двухфазные включения в гранитах Шерловой Горы гомогенизируются в жидкость.

Корректное определение солевого состава включений в кварце из гранитов по температурам эвтектик не представляется возможным, поскольку данный подход применим для двух- или трех компонентных систем. В то время как, изучаемые флюидные включения имеют большое количество дочерних кристаллических фаз (что

является свидетельством многокомпонентного солевого состава флюида), содержат в водном растворе борную кислоту, вследствие чего определение солевого компонента по температурам эвтектики невозможно.

### Фельзиты Шерловой Горы.

С помощью метода рамановской спектроскопии был установлен состав газовой и жидкой фаз. Состав твердой фазы не удалось проанализировать в связи с тем, что скорее всего, она представлена солями натрия и калия. В состав газовой фазы входят:  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $H_2O$  (рис.52). В составе жидкой фазы была обнаружена только  $H_2O$ . Здесь  $CO_2$ , так же как и в гранитах Шерловой Горы была обнаружена только в газовой фазе.

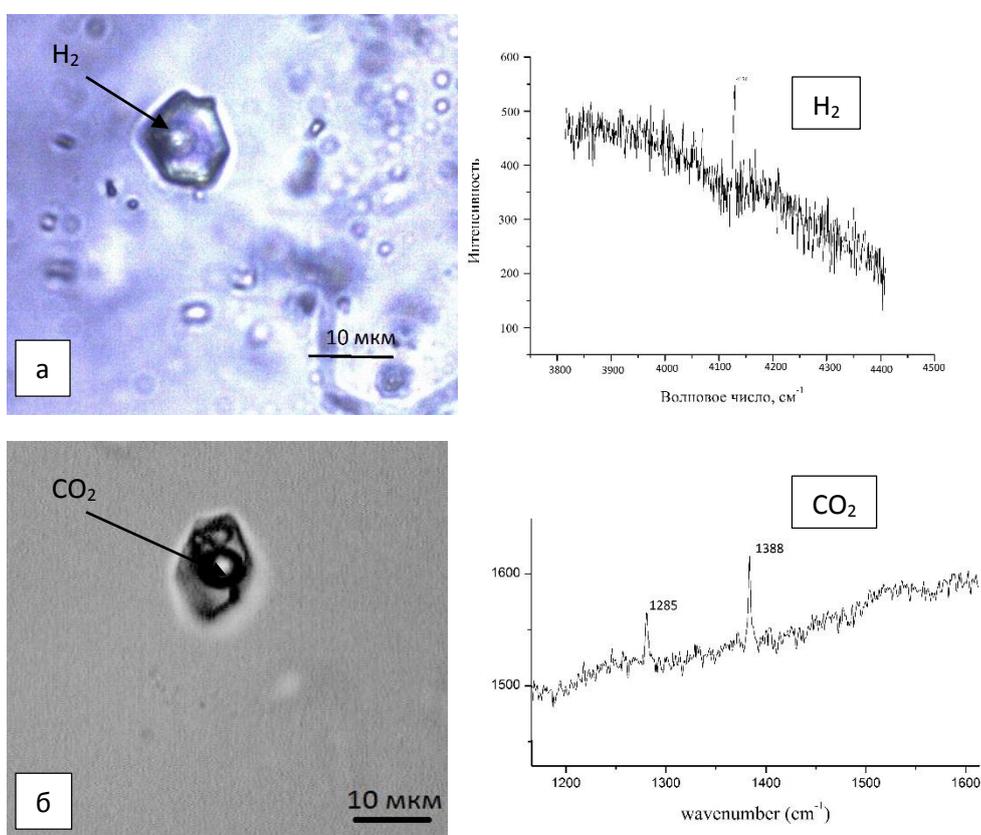


Рис.52. а –  $H_2$  в составе газовой фазы флюидного включения, б –  $CO_2$  в составе флюидного включения из кварца фельзитов Шерловой Горы.

В ходе исследования, нами были определены температуры гомогенизации для флюидных включений из фельзитов Шерловой Горы. Они оказались в пределах 390-450°C. Так как соли в таких включениях представлены преимущественно галитом, то удалось установить, что концентрация солей в эквиваленте NaCl достигает 80%. Также можно сказать, что происходит постепенное снижение концентрации солей во флюиде

(из-за кристаллизации акцессорных минеральных фаз) и остаточный флюид является водным газовой-жидким.

#### 4.4. Анализ вскрытых включений методом сканирующей электронной микроскопии.

Для гранитов Адун-Челона было изучено более 200 включений. Среди вскрытых флюидных включений удалось выявить только один тип включений для биотитовых гранитов Адун-Челонского массива. Это включения, содержащие сухие остатки NaCl и KCl (рис.53).

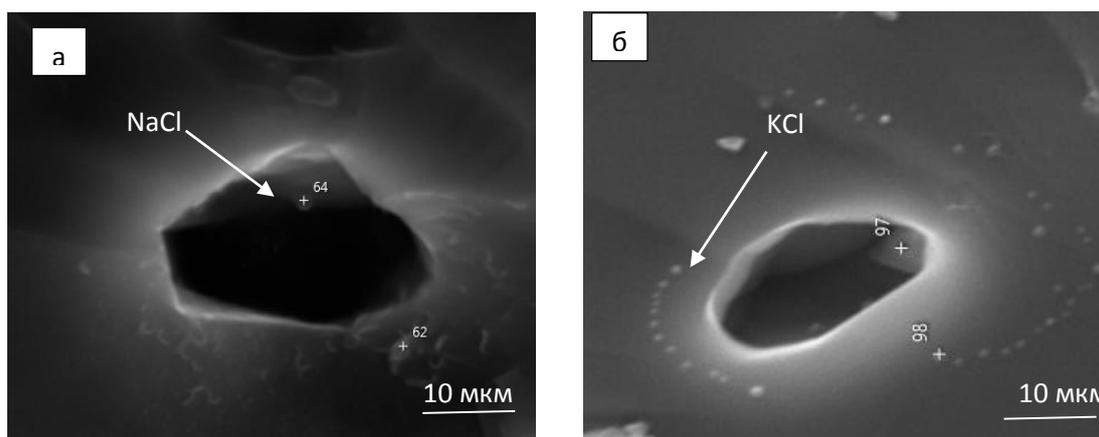


Рис. 53. Вскрытые включения с NaCl (а) и KCl (б) из кварца гранитов Адун-Челонского массива.

Для гранитов Шерловогорского массива (изучено более 300 включений) состав вскрытых включений оказался достаточно разнообразным. Было встречено много включений с топазом, также характерны соединения таких элементов как As, Bi, Pb, Fe (рис.54). Помимо этих необычных включений установлены NaCl и KCl вокруг этих включений, что говорит о том, что это не случайные минеральные фазы с поверхности образца, а именно те соединения, которые находились внутри флюидных включений.

Для гранитов Шерловогорского массива (изучено более 300 включений) состав вскрытых включений оказался достаточно разнообразным. Было встречено много включений с топазом, также характерны соединения таких элементов как As, Bi, Pb, Fe (рис.54). Помимо этих необычных включений установлены NaCl и KCl вокруг этих включений, что говорит о том, что это не случайные минеральные фазы с поверхности образца, а именно те соединения, которые находились внутри флюидных включений.

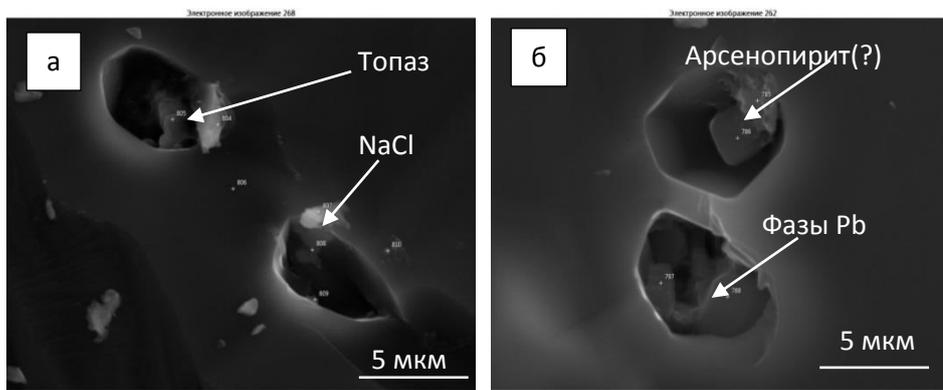


Рис.54. Вскрытые включения в кварце гранитов Шерлогогорского массива. А - включения с топазом, б - включения с As, Pb.

В ходе изучения вскрытых флюидных включений в кварце фельзитов Шерлогогорского массива было изучено около 100 вскрытых включений. Пробоподготовка для этого метода описана выше.

В результате, было установлено отсутствие каких-либо сухих остатков во всех вскрытых включениях в кварце из фельзитов (рис.55). Данный результат не соответствует тому, что мы видим в двустороннеполированных пластинках. Это может быть следствием недостаточного количества образцов (так как при использовании данного метода необходимо изучить очень большое количество включений, так как фазы флюидных включений при пробоподготовке могут быть потеряны) или ошибками в пробоподготовке, либо слишком малым размером включений.

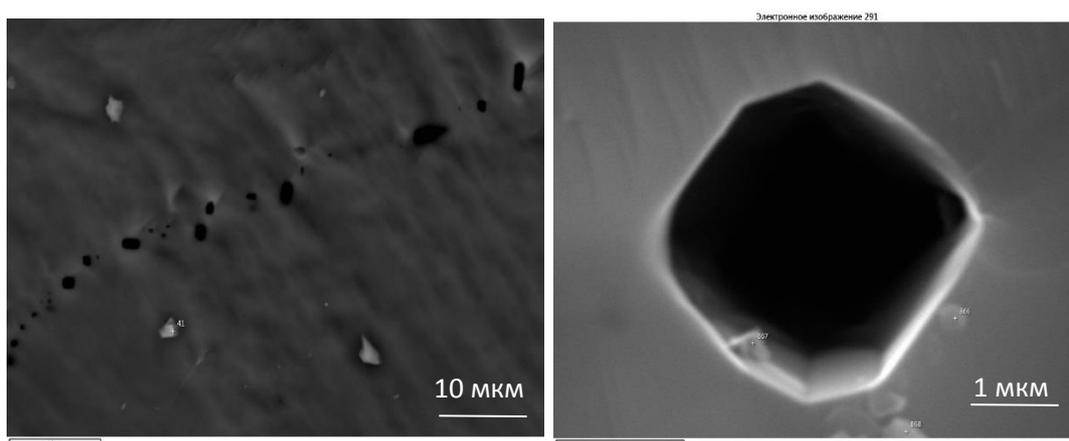


Рис.55. Вскрытые включения в кварце из фельзитов Шерлогогорского массива.

Сравнивая Адун-Челонский и Шерлогогорский массивы можно сказать, что массив Адун-Челон кристаллизовался при более высоком давлении, чем Шерлогогорский, так как

во флюидных включениях Адун-Челона присутствует  $\text{CO}_2$  в жидкой и в газовой фазе. В то время как на Шерловой горе – только в газовой. Также стоит отметить наличие во флюидных включениях Шерловой горы сассолина, топаза; присутствие фаз с As, Pb, CsB что в общем коррелирует с геохимической специализацией массива и говорит о привносе при его формировании флюидов, отличающихся от тех, что принимали участие в формировании Адун-Челонского массива.

## Глава 5 Физико-химические условия формирования Адун-Челонского и Шерловогорского массивов

Одним из ключевых моментов при изучении дериватов рудно-магматической системы является определение РТ-параметров их формирования. В рамках данной исследовательской работы анализ температурного режима проводился разными способами: по петрохимическим параметрам, по распределению некоторых химических элементов в минералах (цирконы, полевые шпаты) и по данным исследования флюидных включений. Для данной работы были выбраны следующие геотермометры:

- по степени насыщения силикатного расплава Zr (Watson, Harrison, 1983);
- по уровню концентрации Ti в цирконе – геотермометр «Ti-in-Zircon» (Ferry, 2006);
- по двуполевошпатовому геотермометру (Рябчиков, 1965; Гордиенко 1976);
- по температуре гомогенизации флюидных включений.

Методы, основанные на закономерностях распределения химических элементов между минералами, подразумевали как графические, так и формульные расчеты температур. Результаты определения температур формирования разных типов пород приведены в таблице 12.

Одним из наиболее приемлемых результатов показало использование методики по (Watson, Harrison, 1983). При использовании этой методики температура определяется по распределению Zr между расплавом и цирконом. Поскольку изучаемые породы являются интрузивными полнокристаллическими, в рамках исследования принято допущение о равенстве содержания циркония в расплаве его концентрации в породе. Использовались данные анализа Zr в породах методом ICP-MS.

Для гранитов Адун-Челонского массива установлены температуры 630-700°C. Для гранитов Шерловогорского массива – 700-750 °С. Для фельзитов Шерловогорского массива 720-800 °С (табл.12).

Табл.12. Данные по изучению температурного режима массивов.

Термометр	Гранит Адун- Челона	Пегматит Адун- Челона	Гранит Шерловой Горы	Фельзит Шерловой Горы
Тi в цирконе	670-760	712-776	690-720	654-694
Термометрия насыщения Zrn	635	-	697	730
Двуполевошпатовый	560	-	500	-
Температура гомогенизации	280-390	-	350-450	390-450

Описанные выше определения относятся к графическому методу по Ватсону и Харрисону (Watson, Harrison, 1983). В упомянутой статье приведена также математическая формула определения температуры по коэффициенту распределения Zr между расплавом и цирконом:

$$\ln D_{Zr}^{zircon/melt} = (-3.80 - [0.85(M-1)]) + 12900/T(K),$$

Где  $D_{Zr}^{zircon/melt}$  -соотношение концентраций Zr в цирконе и расплаве, T температура в Кельвинах, \*M – соотношение катионов  $(Na+K+2*Ca)/(Al*Si)$ , альтернативный параметр. Заявленная погрешность данного термометра составляет  $\pm 35^{\circ}C$ .

По результатам предыдущих исследований (Коваленко, 1979; Сырицо, 2002) характерные температуры кристаллизации редкометальных гранитов оцениваются в 600-650oC. Данные, полученные в ходе данной работы по методу Ватсона-Харрисона, немного выше упомянутых. Возможно, это может быть связано с большей щелочностью магматической системы редкометальных гранитов в сравнении с другими гранитными системами, по которым была разработана методика. Однако несомненным остается взаимоотношение между различными типами пород исследуемых объектов, их положение на температурной шкале друг относительно друга. И аномалия, выявленная для порфировых гранитов и фельзитов Шерловой Горы, заслуживает пристального внимания в будущих исследованиях.

С изучением циркона связано и применение геотермометра «Тi в цирконе». Методика определения температур описана в (Ferry, 2006). Для расчетов применялись

данные аналитических исследований, полученные на ионном зонде в ЯФ ФТИАНРАН (табл. 5). Температуры кристаллизации пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов оказались ниже, чем в приведенном выше методе. При этом, тенденции, что температура формирования Шерловогорского массива выше, чем Адун-Челонского сохраняется.

Двуполевошпатовый геотермометр (Рябчиков, 1956) опирается на графическое определение температур по диаграммам, с помощью коэффициентов N1 и N2, которые отражают распределение Na (альбитовой составляющей) между плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. Данные по полученным температурам приведены в табл.10. Они значительно ниже температур, полученных с помощью других методов. Это может говорить, о слишком высокой альбитизации изучаемых пород и о том, что полученные данные отвечают метасоматическим изменениям в породах.

Данные, полученные по результатам исследования флюидных включений (табл.12) отражают завершающий этап формирования изучаемых рудно-магматических систем. В этой связи данные по температурам полученным методом гомогенизации флюидных включений и данные по термометру Ti-в цирконе и «Термометрия насыщения цирконием» не сравнимы, так как отражают разные этапы эволюции рудно-магматических систем.

При изучении Адун-Челонского и Шерловогорского массивов в Восточном Забайкалье в качестве источников информации была выбрана Pb-Pb изотопная система. С целью определения оценки источника вещества были изучены породы обоих массивов: граниты и пегматиты Адун-Челона, граниты, фельзиты и грейзены Шерловой Горы. Исследования, касающиеся определения возрастных характеристик массивов были выполнены в предыдущие годы (Сырицо 2002, Онтоев, 1974). В рамках выполнения данной работы с целью создания полной картины были определены изотопные характеристики пород Адун-Челонского и Шерловогорского массивов. Исследования проводились в институте геологии и геохронологии докембрия РАН, лаборатория геохронологии и геохимии изотопов (аналитику выполнил В.М.Саватенков), г.Санкт-Петербург.

Оценка возраста массивов предыдущими исследователями: Возраст Адун-Челонского массива по K-Ar методу –  $152 \pm 6$  млн.л (Онтоев, 1974). По Rb-Sr методу возраст  $145.7 \pm 1.3$  млн. лет (Сырицо 2012). Для Шерловогорского массива:  $141,3 \pm 1$  млн.л. (Rb-Sr, Сырицо 2012). По K-Ar методу  $154 \pm 6$  млн. лет (Онтоев, 1974).

Для анализов изотопного состава образцов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов были выделены следующие мономинеральные фракции: из гранитов и пегматитов Адун-Челона – калиевый полевой шпат; для Шерловогорского массива: из гранитов – калиевый полевой шпат, из фельзитов – галенит, из грейзенов – вольфрамит и арсенопирит. Для лабораторных исследований были отобраны навески (по 10 мг) этих минералов. Для подготовки сульфидов к исследованию были выполнены следующие работы: предварительное выщелачивание сульфидов в 0,5 N растворе HBr, чтобы удалить поверхностные загрязнения. Затем сульфиды были растворены в концентрированной царской водке, в течение 2 часов. Химическое выделение свинцов из сульфидов было проведено по методике, которая хорошо описана в (Manheset et al., 1984)

Изотопный анализ свинцов был выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT261, режим одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов, погрешность внутри опыта составила 0,01% ( $2\sigma$ ). Для измерения изотопного состава свинца был выбран одноленточный режим на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эммитер с  $H_3PO_4$ . Поправка изотопных соотношений свинца на фракционирование проводилась на коэффициент дискриминации масс (0,13%), который был рассчитан на основе измерения международного стандарта

SRM982. Ошибки проведенных измерений для изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , не превышают 0,03%, 0,03%, 0,05% соответственно. Результаты измерений приведены в таблице 11, на рис.56.

Табл.11. Данные изотопного состава Pb в сульфидах и КПШ Адун-Челонского и Шерловогорского массивов.

	Номер образца	Минерал	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma, \%$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$2\sigma, \%$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$2\sigma, \%$
Шерловая Гора	ШГ 78	КПШ	18,456	0,44	15,567	0,51	38,288	0,48
	ШГ 80	галенит	18,348	0,44	15,585	0,51	38,275	0,44
	ШГ 91	арсенопирит	18,422	0,44	15,563	0,46	38,265	0,53
Адун-Челон	АЧ 04	КПШ	18,473	0,42	15,580	0,46	38,315	0,53
	АЧ 24	КПШ	18,482	0,61	15,602	0,46	38,386	0,53

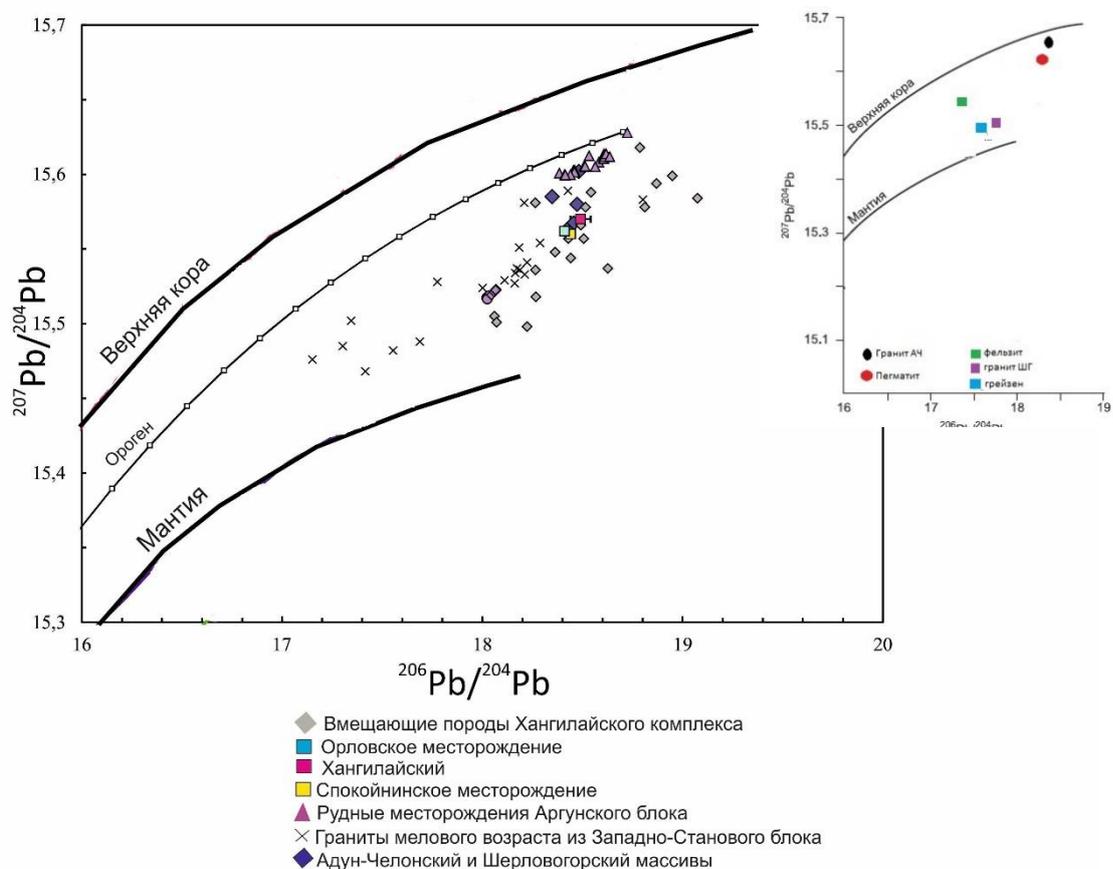


Рис.56 Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Данные для сульфидов и КПШ Адун-Челонского и Шерловогорского массивов. Сплошные линии соответствуют изотопной эволюции свинца по модели Стейси-Крамерса (S-K).

На рисунке 56 также обозначены фигуративные точки свинцов по данным А.В.Чугаева (2013). В представленном исследовании были рассмотрены 12 месторождений Восточного Забайкалья, различающихся типом и масштабом рудной минерализации. В результате исследования Чугаевым были выделены две крупные изотопно-свинцовые провинции, которые пространственно совпали с двумя геотектоническими блоками: Западно-Становым и Аргунским (рис.57).

Исследуемые Адун-Челонский и Шерловогорский массивы расположены в пределах Агинского блока (рис.57).

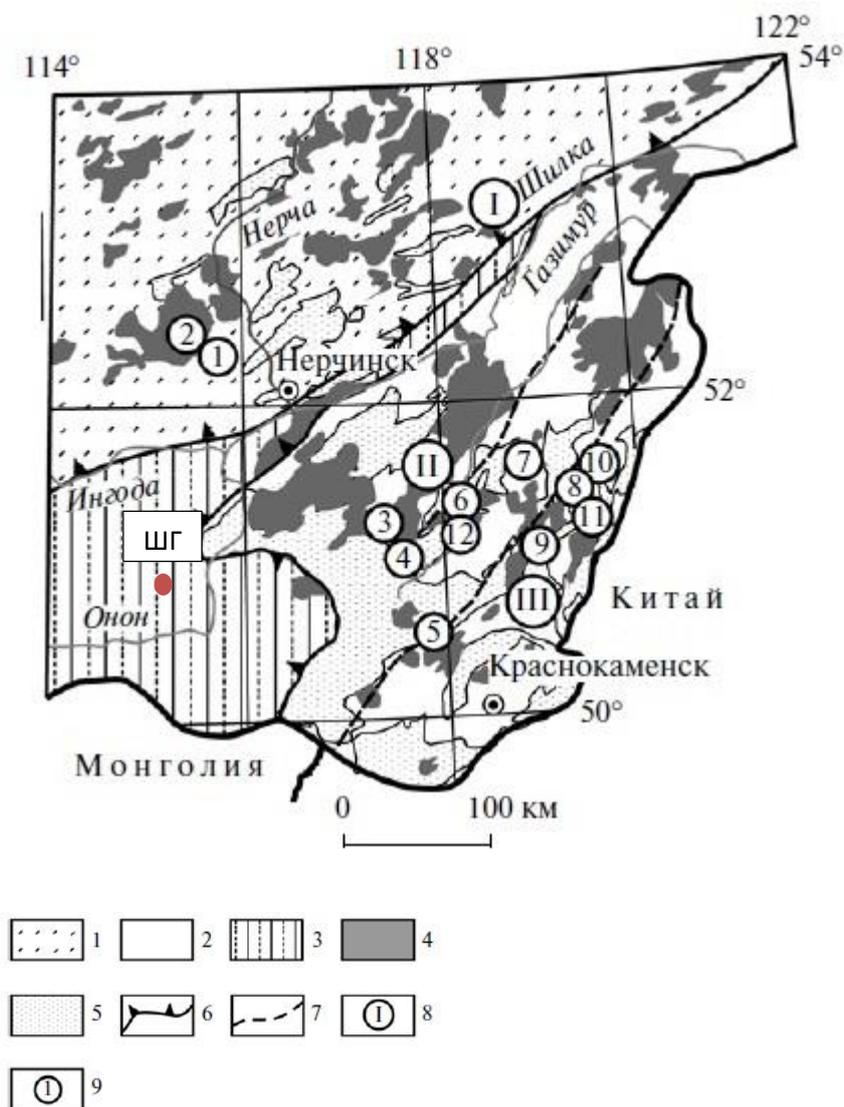


Рис.57. Схема геотектонического строения и металлогенического районирования Восточного Забайкалья (по Гусев, Хаин, 1995; Парфенов и др., 2003; Рыбалов, 2002; Zorin *et al.*, 2001). 1–3 – террейны: 1–2 – с выходами докембрийского основания: 1 – Западно\_Становой, 2 – Аргунский; 3 – Агинский (включая Пришилкинскую зону), преимущественно сложенный (без расчленения) рифейско\_палеозойско\_мезозойскими терригенно\_карбонатными породами морского происхождения; 4 – известково\_щелочные и субщелочные гранитоиды позднепалеозойского и среднемезозойского возраста; 5 – постколлизийные прогибы, выполненные мезозойскими терригенными породами морского и континентального происхождения, а также известково\_щелочными и субщелочными вулканитами; 6–7 – тектонические структуры: 6 – Монголо\_Охотская сутурная зона, включая Агинскую (Ононская) ветвь, 7 – главные разломы (Газимурский и Урулюнгуевский). 8 – металлогенические пояса: I – Шилко\_Олекминский (Au+Mo), II – Центральный (Sn\_W+Mo, Ta\_Nb, Li\_Be, TR), III – Приаргунский (Pb\_Zn+Ag, U); 9 – месторождения: 1 – Дарасун, 2 – Теремкинское, 3 – Бугдаинское, 4 – Акатуй, 5 – Нойон\_Тологой, 6 – Шахтаминское, 7 – Ново\_Широкинское, 8 – Михайловское, 9 – Кадаинское, 10 – Благодатское, 11 – Екатерино\_Благодатское, 12 – Быстринское.

Фигуративные точки в КПШ Адун-Челонского массива на графике в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  формируют линейную корреляцию образцов КПШ для гранита и

пегматита. Обозначенный тренд отображает процесс смешения между двумя компонентами: а именно, вещество вмещающих пород и более древнее мантийное вещество. В целом, по изотопному составу свинца породы Адун-Челонского массива являются достаточно гетерогенными и имеют сдвиг в область фигуративных точек составов Аргунского блока. Это можно объяснить тем, что Аргунский блок пододвигается под Агинский (Рыбалов, 2002), и, таким образом, в формировании Адун-Челонского массива принимало участие расплавы, которые формировались за счет плавления Аргунского блока. Обращаясь к рис.9. можно увидеть, что пегматиты и граниты Адун-Челона были образованы на разных стадиях эволюции рудно-магматической системы. В формировании пегматитов больше участия приняли вмещающие горные породы. В то время как, граниты Адун-Челонского массива более обогащены веществом, сходным по составу с веществом Аргунского блока. Смещение изотопных характеристик свинца в область пород Аргунского блока обусловлено тем, что изотопный состав свинца в исследуемых образцах, формировался при участии свинца переотложенного из сульфидов пород Аргунского блока.

Что касается положения фигуративных точек в КППШ и сульфидов Шерловогорского массива, то здесь так же как и в Адун-Челонском массиве предполагается не глубоко мантийный источник вещества, а скорее всего вещество было мобилизовано из вмещающих горных пород. Очень похожими характеристиками по изотопному составу свинца оказались породы Хангилайского интрузива, который приурочен к Западно-Становому блоку. К Хангилайскому интрузиву относятся такие крупные рудные месторождения, как Орловское (Ta, Nb), Этыкинское и другие. Положение фигуративных точек из гранитов и грейзенов оказалось очень схожим. Таким образом, можно говорить о тесной связи процессе постепенного перехода от гранитов к грейzenам при участии различных флюидов. В ходе эволюции Шерловогорской рудно-магматической системы происходил привнос вещества из вне и граниты формировались при участии вещества двух блоков: Агинского и Западно-Станового. Однако, фельзиты Шерловогорского массива имеют сдвиг в сторону вмещающих пород по сравнению с фигуративными точками изотопного состава свинца гранитов и грейzenов. Таким образом, формирование фельзитов связано в большей степени с веществом вмещающих пород, чем с непосредственно с самим гранитным массивом.

Закключение.

В результате проведенных исследований выполнена комплексная минералогическая геохимическая характеристика гранитов Адун-Челонского и Шерловогорского массивов в Восточном Забайкалье. Выявлены особенности составов породообразующих и акцессорных минералов, оценен температурный режим формирования этих гранитов и их различия в составе минералообразующих сред.

На основе петрогеохимических данных обосновывается представление о том, что Шерловогорский массив является сателлитом более крупного и более глубинного Адун-Челонского массива. Породы Шерловогорского массива отличаются меньшей фемичностью (от 2,5 до 1,2 мас.% FeO) и основностью (CaO) и более высокими содержаниями кремнекислоты. Адун-Челонский массив характеризуется большей глубинностью и меньшей степенью дифференцированности, что подтверждается соотношением уровней концентраций рубидия и стронция: Адун-Челон (Rb до 325 г/т Sr до 148 г/т, Ba до 470 г/т), Шерловогорский массив (Rb до 450 г/т, Sr до 23 г/т, Ba до 25 г/т). При этом в породах Шерловогорского массива повышено содержание летучих компонентов (F от 1,8 до 5 мас.%, B до 0,8 мас.%). Причем, увеличение содержания летучих находит свое отражение на всех уровнях: в породах, в минералах (слюды), во флюидных включениях (появляются новые фазы и минералы в них). Здесь заметно повышено содержание редких элементов, что особенно заметно на примере редких щелочных элементов (Li+Rb+Cs): их сумма растет от 350 г/т до 800 г/т. Все эти признаки говорят о большей дифференцированности пород Шерловогорского массива и возрастании геохимической специализации массива. Эти процессы приводят к образованию уникальных грейзенов с ювелирной аквамариновой минерализацией. Выявленные особенности изменения состава минералов гранитов от Адун-Челона к гранитам Шерловой Горы (рост в слюдах рубидия, лития и фтора, в полевых шпатах рубидия и цезия) являются индикаторами генетической связи между этими двумя массивами. В этой связи особенно интересным моментом являются различия в составе флюидных включений, которые говорят и о разноглубинности формирования данных массивов.

Установлено, что в образовании гранитов Шерловой Горы принимали участие гетерофазные флюиды, состоящие из высокосоленого расплава. Находки во флюидных включениях гранитов Шерловой Горы ортоборной кислоты и множества различных карбонатов свидетельствуют о сложном и многокомпонентном составе флюидов и эволюции его состава в процессе дифференциации массивов. Изучаемые массивы различаются и по ТР-параметрам. Так для Адун-Челонского массива характерны более

высокие температуры и давления кристаллизации (635-760<sup>0</sup>С), чем для Шерловогорского (690-720<sup>0</sup>С).

При рассмотрении поздних этапов формирования этих массивов, на основе анализа флюидных включений, был выявлен ряд различий. Для Адун-Челонского массива характерны более восстановительные условия формирования (присутствие СН<sub>4</sub> в газовой фазе) и достаточно высокая соленость флюида (концентрация флюида в эквиваленте NaCl равна 55-65%). Состав флюидной фазы для гранитов Шерловогорского массива очень разнообразен: здесь присутствует большое количество бора (обнаружен минерал сассолин), также топазы и карбонаты. Характерны соединения As, Bi, Cs. Фельзиты Шерловой Горы характеризуются быстрой закалкой, наличием СО<sub>2</sub> только в газовой фазе (то есть невысоким давлениями) и присутствием газа Н<sub>2</sub>.

Изучение источника вещества по изотопному составу свинца показало, что, в целом, Адун-Челонский массив имеет более коровый источник, при этом для него характерен линейный тренд смешения вмещающих пород и более древнего мантийного вещества. Шерловогорский массив имеет больший сдвиг в сторону мантийного источника, что характерно для других редкометальных гранитов Восточного Забайкалья. Сравнивая полученные данные с литературными (Чугаев, 2013), в формировании Адун-Челонского массива принимали участие расплавы, образованные при плавлении пород Аргунского блока. В то время как, граниты и грейзены Шерловогорского массива имеют сходный состав с Хангилайским интрузивом и близки по составу к вмещающей песчано-сланцевой толще, что говорит об одном источнике вещества для них.

Полученные в ходе исследования Адун-Челонского и Шерловогорского массивов данные свидетельствуют о том, что минералообразующие процессы на этих месторождениях являются результатом эволюции одной рудно-магматической системы.

Список литературы:

1. Антипин В.С. Петрология и геохимия гранитоидов различных фаций глубинности, Новосибирск, Наука, 1977.
2. Аристов В.В. , Петрова М.Г., Королев Б.Н, Белов П.Т., Гуцин В.А. Структура, рудопроявления и условия образования Шерловогорского гранитного интрузива. Геология рудных месторождений. №6 1961, стр.41-54.
3. Барабанов В.Ф. Минералогия вольфрамитовых месторождений Забайкалья. Л.: Издательство ЛГУ, 1975, Т.2, 360 с.
4. Богданова Г.И. и др. Современные методы исследования минералов горных пород и руд, издательство Санкт-Петербургского горного института, Санкт-Петербург, 1997 г.
5. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. - 1962. - № 7. - С. 555-565.
6. Гайворонский Б.А. Шерловогорское месторождение // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995, Т. 1, кн. 1, С.130–133
7. Геологическая карта 1:1 000 000, лист М-50-(1). Е.А. Шивохин, 2006.
8. Гусев Г.С., Хаин В.Е. О соотношениях Байкало-Витимского, Алдано-Станового и Монголо-Охотского террейнов (юг Средней Сибири) // Геотектоника, 1995. №5, С. 68-82.
9. Козлов В.Д. Геохимия и рудоносность гранитов редкометальных провинций. Москва, Наука, 1985.
10. Колесов Б.А. «Раман-спектроскопия в неорганической химии и минералогии», Новосибирск Изд-во СО РАН, 2009
11. Кургузова А.В., Смирнов С.З., Клюкин Ю.И., Карманов Н.С. Включения богатых Вi растворов в кварце из цвиттеров в литий-фтористых гранитах Северного массива (Чукотка): взгляд на поведение Вi в процессах грейзенизации // Записки Российского минералогического общества. -2014. - №2. – с. 23-34
10. Мачевариани М. М. Типоморфные особенности циркона гранитоидов Верхнеурмийского массива (Приамурье): Диссертация к.г.-м.н. Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», СПб, 2015.

11. Онтоев Д.О. Стадийность минералообразования и зональность месторождений Забайкалья, М.: Наука, 1974, 244 с.
12. Парфенов Л.М., Березин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии// Тихоокеанская геология, 2003. Т.22, №6. С.7-42.
13. Петрова М.Г., Аристов В.В. Отчет об экспедиции МГРЭ, 1969
14. Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Под ред. Богатикова О.А. и др. - С.-П.: ВСЕГЕИ, 2009. - 100 с.
15. Рыбалов Б.Л. Пространственное размещение позднемезозойских рудных месторождений в Восточном Забайкалье (Россия)// Геология руд месторождений, 2002. Т.44, №4, С.354-368.
16. Рябчиков И.Д. Усовершенствование полевошпатового геологического термометра Барта. Минералогическая термометрия и барометрия. М., 1965, с.49-60.
17. Суцинский М.М. «Спектры комбинационного рассеяния молекул и кристаллов», издательство Наука, Москва, 1969
18. Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования. – СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та, 2002. 357 с.
19. Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометальных плюмазитовых гранитов. – Новосибирск: Наука, 1983, 182 с.
20. Трошин Ю.П.. Геохимия летучих компонентов в магматических породах, ореолах и рудах Восточного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1978, 172 с.
21. Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb)// Геология руд месторождений, 2013. Т.55, №4. С. 282-294
22. Юргенсон Г.А. Об условиях образования ювелирных камней Шерловой Горы // Минералогия месторождений камнесамоцветного и поделочного сырья: Тезисы докладов Годичного собрания Минералогического общества при РАН. СПб., 1996, 37-38.
23. Ernst A.J. Burke , Raman microspectrometry of fluid inclusions, 2000 г.

24. Ferry, J.M. New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers / J.M. Ferry, E.B. Watson // Geological Society of America Abstracts with Programs. – 2006. – V. 38. – № 6. – P. 243.
25. Foster M. D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas // U. S. Geological Survey Professional Paper. 1960. 354-B. P. 11—48.
26. Frezzotti M.L., Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis// Journal of Geochemical exploration. 2012. – 1-20.
27. Hallbauer D. K. (1983) Geochemistry and fluid inclusions in detrital minerals as guides to their provenance and distribution. Proc., Int. Conf. on Applied Mineralogy, Johannesburg, June, 1981.
28. Hoskin Paul W.O., Schaltegger U. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 2003, v. 53, p.27-62
29. Le Bel , L. (1976). Preliminary note on the mineralogy of solid phases in quartz phenocryst inclusion in the porphyry copper from Cerre Verde/ Santa Rosa, S/ Peru/ Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., 73 (350), 201 -208
30. Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101, 635–643.
31. Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco). // Chemical geology, 2007, v. 245, p. 135-161
32. Samson I. «Fluid inclusions. Analysis and interpretation», Vancouver, 2003
33. Sun, S.S. and McDonough, W.F. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins. Saunders, A.D. and Norry, M.J. (Editors), Geological Society of London, London. 42: 313-345.
34. Tischendorf, G., Geisler M., Gerstenberger H. Geochememistry of Variscan granites of the Westerzgebirge-Vogtland Region – an example of tin deposit-generating granites. Chemie Erde 46, 7-23
35. Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crystal magma types // Earth Planet Sci. Lett. 1983, Vol. 64, p. 295-304