

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт
геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской
академии наук

На правах рукописи

Редина Анна Андреевна
**Условия формирования флюоритовой минерализации карбонатитов
Западного Забайкалья (Аршан, Южное и Улан-Удэнское) и Южной
Монголии (Мушугай-Худук)**

1.6.10 геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых,
минералогия

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель
доктор геолого-минералогических наук
Дорошкевич Анна Геннадьевна

Новосибирск – 2024

Оглавление

Список сокращений, используемых в работе.....	3
Введение.....	4
Актуальность	4
Цель и задачи	5
Объекты исследования	6
Фактический материал и методы исследования	6
Практическая значимость.....	8
Научная новизна.....	9
Защищаемые положения	9
Апробация работы и публикации	10
Структура и объем диссертации.....	10
Благодарности	10
Глава 1. Состояние проблемы.....	11
1.1. Месторождения флюорита Мира	11
1.2. Становление понятия карбонатиты, история их изучения и современные представления.....	13
1.3. О формировании карбонатитовых расплавов	17
1.4. Карбонатиты ЦАСП.....	18
Глава 2. Геология.....	22
2.1. Южная Монголия.....	22
2.1.1. Комплекс Мушугай-Худук	24
2.2. Западное Забайкалье	29
2.2.1. Проявление Аршан	32
2.2.2. Проявление Южное	35
2.2.3. Проявление Улан-Удэнское.....	39

Глава 3. Геохимические особенности и типы флюоритовой минерализации, связанной с щелочным магматизмом.....	44
3.1. Комплекс Мушугай-Худук	44
3.2. Проявление Аршан	56
3.3. Проявление Южное	63
3.4. Проявление Улан-Удэнское	68
Глава 4. Условия формирования флюоритовой минерализации	75
4.1. Комплекс Мушугай-Худук	75
4.2. Проявление Аршан	83
4.3. Проявление Южное	85
4.4. Проявление Улан-Удэнское	87
Глава 5. Геохронологические и изотопные исследования проявлений Южное и Улан-Удэнское.....	91
5.1. Геохронологические исследования	91
5.2. Радиогенные изотопы Nd	94
Заключение	102
Список литературы	104

Список сокращений, используемых в работе

CF – кристаллофлюидные флюидные включения

HFSE – высокочargedные элементы

HREE – тяжелые редкоземельные элементы

LREE – легкие редкоземельные элементы

T_e – температура эвтектики

T_h – температура гомогенизации

T_m – температура плавления

VL – газовой-жидкие флюидные включения

VLS – многофазные флюидные включения, содержащие твердую, жидкую и газовую фазы

мас.% экв. NaCl – суммарная концентрация различных солей конвертированная к эквивалентному содержанию NaCl

млн – миллион

РЗЭ – редкоземельные элементы

СО – складчатая область

ФВ – флюидное включение

ЦАСП – Центрально-Азиатский складчатый пояс

ЦКП – Центр коллективного пользования

Введение

Актуальность

Флюорит, известный также как плавиковый шпат, является стратегически важным промышленным сырьем. Его применяют для понижения температур плавления сплавов в металлургии, в керамической и химической промышленности, а также в оптике и ювелирном деле. Стехиометрический состав флюорита включает кальций и фтор, атомы которых формируют плотнейшую кубическую упаковку. Наиболее частыми примесями во флюорите являются Cl, который замещает атомы F, а также Si, Al, Fe, Mg, Ba, Na, Th, U и редкоземельные элементы (РЗЭ), которые могут занимать место Ca. Концентрации РЗЭ и их соотношения для флюорита являются наглядными показателями связи флюоритовой минерализации и продуцирующих флюид пород, а также обстановок, в которых образовывался минерал. Кроме того, флюидные включения во флюорите предоставляют дополнительную информацию о температуре кристаллизации, составе исходных флюидов и эволюции минерализующего раствора.

Выделяется несколько типов флюоритсодержащих рудных формаций и связанных с ними месторождений: связанные с дацит-риолитовой, риолитовой и трахириолитовой вулканической ассоциацией; вольфрам-молибденовые и флюорит-берtrandитовые месторождения, приуроченные к апикальным частям массивов гранитов, щелочных гранитов и сиенитов, а также гранодиоритов; тантал-ниобий-редкоземельно-флюоритовая формация, связанная с интрузивами щелочных габбро, нефелиновых сиенитов; флюоритсодержащие формации, находящиеся в ассоциации с карбонатитами, и другие [Иванова и Щеглов, 1986].

Яркими примерами флюоритовых месторождений мира, связанных с карбонатитами, являются Окорусу (Намибия), Амба Донгар (Индия) и Мато-Прето (Бразилия). Проявления флюоритовой минерализации, связанные с карбонатитами, распространены также на территории Западного Забайкалья и Южной Монголии. Они, наряду с эпитермальным кварц-флюоритовым, берtrandит-фенакитовым,

молибден-вольфрамовым, флюорит-шеелитовым и другими формационными типами флюоритовой минерализации, входят в состав Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции [Булнаев, 1976; Рипп и др., 2018]. Объединенные в нее проявления сформированы в мезозойскую эпоху и приурочены к рифтогенным структурам.

В настоящее время почти не проводится исследований, посвященных геохронологическим данным, геохимическим характеристикам и условиям образования флюоритовой минерализации, связанной с карбонатитами. Актуальность данной работы определяется подтвержденным обоснованием связи флюоритовой минерализации с щелочно-карбонатитовым магматизмом, определением условий формирования изучаемых проявлений, а также рассмотрением редкоэлементного состава флюорита как индикатора различных генетических типов месторождений.

Цель и задачи

Цель: определить условия образования флюоритовой минерализации, связанной с карбонатитами Западного Забайкалья (Аршан, Южное и Улан-Удэнское) и Южной Монголии (Мушугай-Худук).

Задачи:

1. по литературным данным охарактеризовать геологическое строение объектов исследования;
2. выявить особенности редкоэлементного состава флюоритов в исследуемых объектах;
3. установить физико-химические параметры минералообразующего флюида исследуемых пород по результатам изучения флюидных включений во флюорите;
4. провести геохронологические и изотопные (Nd) исследования рассматриваемых пород.

Объекты исследования

Объектами исследования являются проявления Мушугай-Худук, Аршан, Южное и Улан-Удэнское, входящие в состав Позднемезозойской карбонатитовой провинции, в которую включены щелочные карбонатитовые комплексы Западного Забайкалья, Центральной Тувы и Южной Монголии [Булнаев и Посохов, 1995; Никифоров и Ярмолук, 2004; Рипп и др., 2009; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019]. Проведено сопоставление с различными типами флюоритовой минерализации Забайкалья: эпитегрмальным кварц-флюоритовым, фтор-бериллиевым и молибден-вольфрамовым [Булнаев, 1976; Рипп и др., 2018; Ласточкин и др., 2021].

Фактический материал и методы исследования

Образцы для исследований были взяты из коллекции Лаборатории рудоносности щелочного магматизма ИГМ СО РАН и Лаборатории петрологии ГИН СО РАН.

Анализ зерен флюорита методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и системой лазерной абляции (LA-ICP-MS) проводился в двух лабораториях: Новосибирского государственного университета, GFZ Потсдам. Всего получено 154 достоверных анализа. Для проведения LA-ICP-MS в GFZ использовались Geolas эксимерный лазер Complex Pro 193 нм, подключенный к масс-спектрометру Thermo iCAP TQ. Аналитические условия определяли размер точки 24 мкм, частоту повторения 8 Гц и плотность лазерной энергии 5 Дж/см². В качестве внешнего стандарта использовался NIST SRM 610. Для анализа в Новосибирском государственном университете использовался ICP-MS на основе квадруполь (xSeries 2, Thermo Scientific, Германия) в сочетании с системой лазерной абляции (NWR 213, Исследование Новой волны, США). NIST 612 использовался в качестве внешнего стандарта для расчетов концентраций элементов во флюорите. Содержание кальция во флюорите, определенное с помощью микрозондового анализа, составляло порядка 70 мас. % СаО, Данное содержание кальция использовалось в качестве внутреннего стандарта при расчетах.

Для исследования флюидных включений были изготовлены двусторонние полированные пластинки. Было изготовлено более 50 препаратов. Их петрографическое изучение проводилось на микроскопе Olympus BX51. Термометрические эксперименты велись в микротермокамере Linkam THMSG-600. Состав газовой и твердой фаз установлен при помощи Раман микроспектрометра Horiba Jobin Yvon LabRAM HR800, оборудованного 532-нм лазером Nd:YAG и микроскопом Olympus BX41. Для определения минеральных фаз включений применялись база данных RRUFF и компьютерная программа CrystalSleuth [Lafuente et al., 2015]. Состав раствора определен по температурам эвтектики согласно данным приведенным в работе А. С. Борисенко (1982). Концентрации солей в растворах газовой-жидких включений определены по температуре плавления последнего кристалла льда во включениях согласно работам [Steele-MacInnis et al., 2011] и [Walter et al., 2020]. Температуры гомогенизации включений соответствуют минимальным температурам процесса минералообразования по Э. Рёддеру (1987).

Для проведения процедуры U-Th-Pb датирования была изготовлена шашка из эпоксидной смолы с зернами бастнезита, находящегося в ассоциации с флюоритом. По результатам съемки и обработки результатов получено 34 анализа. U-Th-Pb датирование бастнезита выполнено методом LA-ICP-MS (Agilent 7500a ICP-MS, Agilent Technologies, Japan), с системой (ESI) эксимерной лазерной абляции NewWare 193 FX ARF с длиной волны 193 нм (Geolas 2005, Lambda Physik, Gottingen, Germany) в Институте геологии и геофизики Китайской Академии наук (Пекин, Китай). В качестве газа-носителя использовался гелий, который был объединен с аргоном после абляционной ячейки. Для коррекции фракционирования U-Th-Pb и инструментальной дискриминации по массе использовался согласованный с матрицей внешний стандарт бастнезита (K-9). Аналитические данные U-Th-Pb оценивались с помощью программы Pb-data, возраст рассчитывался с помощью Isoplot [Ludwig, 2003]. Изотопные составы

свинца, которые использовались для коррекции общего свинца, были определены с помощью модели Стейси-Крамерса [Stacey and Kramers, 1975].

Для определения изотопного состава Nd в баснезите использовался Neptune MC-ICP-MS в сочетании с системами абляции эксимерным лазером ArF с длиной волны 193 нм. Перед выполнением измерений прибор Neptune MC-ICP-MS был откалиброван и оптимизирован для обеспечения максимальной чувствительности с использованием стандартного решения JNdi-1. Применялось лазерное пятно размером 16-32 мкм с частотой повторения 6-8 Гц, в зависимости от концентрации Nd в образцах. Каждый точечный анализ состоял из 60-секундного сбора данных при включенном лазере [Yang et al., 2008]. Через каждые десять неизвестных измерений проводилось два измерения собственного эталонного материала K-9. Эталонный материал из вторичного бастнезита LZ1384 или ZM (E) собственного производства анализировался на каждом аналитическом сеансе и рассматривался как неизвестный образец во время процедуры сокращения данных [Yang et al., 2019]. 40 точечных анализов бастнезита было проведено.

Практическая значимость

Флюорит является распространенным минералом в карбонатитовых комплексах и считается поздним продуктом эволюции карбонатитовых систем. Минерал может содержать значительное количество РЗЭ, что указывает на необходимость анализа химического состава флюорита и его индикаторных особенностей, позволяющих выявить источник минералообразующих флюидов и определить генетический тип флюоритового оруденения. Кроме того, полученные данные о физико-химических условиях формирования минерала являются необходимыми при определении масштабов развития флюоритовой минерализации. Таким образом, знания об элементном составе флюорита и параметрах минералообразующих флюидов могут позволить выделить критерии для определения типа и прогноза масштаба флюоритового оруденения.

Научная новизна

Впервые с помощью современных методов установлены геохимические особенности состава флюоритов, связанных с позднемезозойскими карбонатитовыми комплексами Западного Забайкалья и Южной Монголии. Выявлены индикаторные особенности (идентификаторы) флюоритовой минерализации Позднемезозойской карбонатитовой провинции. Проведенные термобарогеохимические исследования флюидных включений во флюоритах исследуемых объектов позволили оценить физико-химические параметры минералообразования. На основе впервые полученных данных по составу флюорита, параметров минералообразующего флюида и изотопным (Nd) данным бастнезитов, изучаемых флюоритсодержащих пород проявлений Южное и Улан-Удэнское, обоснована генетическая и пространственная связь флюоритовой минерализации с карбонатитами.

Защищаемые положения

1. Полученные редкоэлементные характеристики флюоритов исследуемых объектов – высокие концентрации РЗЭ, обогащение легкими РЗЭ, отсутствие ярко выраженной отрицательной или положительной европиевой аномалии – являются характерными чертами флюоритов, связанных с карбонатитовым магматизмом. Флюорит формировался на позднемагматической и гидротермальной стадиях.

2. Формирование флюоритовой минерализации на ранней (позднемагматической) стадии происходило из сульфатно-карбонатно-фтористых высокотемпературных (температуры гомогенизации 490-560 °С) рассол-расплавов. Флюорит поздней (гидротермальной) стадии кристаллизовался из концентрированных карбонатно-сульфатно-хлоридно-фтористых среднетемпературных (температуры гомогенизации 350-450 °С) флюидных растворов.

3. Флюоритовая минерализация проявлений Южное и Улан-Удэнское формировалась в возрастном диапазоне 137-130 млн лет, что совпадает с этапом

проявления позднемезозойского щелочно-карбонатитового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе.

Апробация работы и публикации

Результаты, полученные в процессе подготовки диссертационной работы, были представлены на международных конференциях European Current Research on Fluid Inclusions 2017 (Нанси, Франция), Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits – 2019 (Санкт-Петербург, Россия), Goldschmidt 2021 (онлайн), Геодинамика и минерогенез Северной Евразии – 2023 (Улан-Удэ, Россия). По теме диссертации опубликована 21 работа, в том числе, 9 статей в журналах, рекомендуемых ВАК.

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа состоит из титульного листа, оглавления, введения, 5 глав, заключения и списка литературных источников. Общий объем диссертации составляет 123 страницы. В работе содержатся 36 рисунков и 13 таблиц. Список литературы включает 169 источников.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность за научное руководство и постоянную помощь на всех этапах выполнения работы своему научному руководителю д.г.-м.н. А.Г. Дорошкевич. Особая благодарность за ценные советы и помощь при проведении исследований и написании работы всем сотрудникам Лаборатории рудоносности щелочного магматизма № 215 ИГМ СО РАН. В ходе написания работы автор неоднократно получал ценные советы и помощь в организации исследований от к.г.-м.н. И.В. Векслера, которому он выражает свою искреннюю признательность.

Глава 1. Состояние проблемы

1.1. Месторождения флюорита Мира

Флюорит является минералом устойчивым в широком диапазоне термодинамических условий и, соответственно, может формироваться в целой серии различных пород. Флюоритовые месторождения редкоземельных элементов классифицируются в зависимости от их литологии. Однако их главная особенность заключается в том, что они могут быть образованы гидротермальными флюидами из магматических, метаморфических или осадочных источников [Öztürk et al., 2019]. Минералообразующие флюиды могут быть генетически связаны с (1) гидротермальной циркуляцией без видимой ассоциации с магматической деятельностью (амагматический флюид), (2) кислыми магматическими породами и (3) карбонатитами и щелочными магматическими породами [Sizaret et al., 2004; Dill, 2010].

Месторождения флюорита с неустановленной связью с магматическим источником (первый тип) представлены протяженными жилами и к ним относятся месторождения Шайак (Франция), Астурия (Испания), гидротермальные жилы рудного района Шварцвальд (Германия) [Sizaret et al., 2004; Trinkler et al., 2005; Sanchez et al., 2010]. Их образование связано с циркуляцией амагматических флюидов, за счет увеличения теплового потока в процессе регионального растяжения. Смешивание между богатыми фтором рассолами, извлеченными из окружающих пород, и поверхностными или связанными с ними флюидами низкой солености является основным фактором минерализующего процесса. Такие месторождения часто характеризуются наличием нескольких различных генераций флюорита. Флюоритовая минерализация отлагается из слабосоленых (<5 мас.% NaCl-экв.) растворов с температурой около 130 °C или из более соленых флюидов (≈20-25 мас.% NaCl-экв.) с температурой до 190 °C. Нормированные на хондрит спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для флюорита первой группы близки к горизонтальным и имеют незначительные положительные Eu аномалии и сильные

положительные Y аномалии [Sizaret et al., 2004; Sanchez et al., 2009; Burisch et al., 2016].

Типичными примерами второго типа являются месторождения флюорита такие как Святого Лаврентия (Канада), Вознесенка (Россия), Манто в Мексике и Рио-дос-Бугрес в Бразилии [Kesler, 1977; Strong et al., 1984; Булнаев, 2006; Flores et al., 2006]. Гидротермальные растворы, образующие флюоритовую минерализацию этого типа, характеризуются переменной соленостью (0,2-20 мас.% NaCl-экв.) и относительно низкими температурами (80-280 °C). Флюориты, связанные с кислым магматизмом, обогащены средними РЗЭ, а не легким или тяжелыми. Нормализованные по хондриту спектры РЗЭ характеризуются отрицательной Eu аномалией и сильно положительными Y аномалиями [Magotra et al., 2017].

Крупнейшие месторождений флюорита Окорусу (Намибия), Амба Донгар (Индия) и Мато-Прето (Бразилия) относятся к третьему типу флюоритовых месторождений, рудоносные флюиды которых генетически связаны с карбонатитовым магматизмом [Palmer and Williams-Jones, 1996; Santos et al., 1996; Bühn et al., 2002]. Они представляют собой карбонатиты с ассоциирующей флюоритовой минерализацией и образуют центральные части зональных щелочных магматических комплексов, дайки, силлы, брекчии и жилы. Флюоритовая минерализация обычно располагается в приконтактных зонах тел карбонатитов и считается результатом взаимодействия гидротермальных флюидов, выделившихся на последних стадиях формирования карбонатитов, с вмещающими породами. Такие образования преимущественно эпитеральные. Исследование флюидных включений во флюоритах позволило определить температуру минерализованного флюида $<160^{\circ}\text{C}$ и соленость <10 мас.% экв. NaCl [Bühn et al., 2002; Dill, 2010]. Флюорит из месторождений третьего типа обычно сильно обогащен легкими РЗЭ, а отрицательные или положительные Eu аномалии, как правило, отсутствуют в спектрах РЗЭ, нормированных на хондрит [Magotra et al., 2017].

Флюоритовая минерализация Западного Забайкалья и Южной Монголии относится к Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции [Булнаев, 1976], которая также включается в себя локализованные в Центральной Туве и районе Трехречья Северо-Западного Китая флюоритовые месторождения и проявления. Объекты Центрально-Азиатской флюоритоносной провинции формировались в период от раннего триаса до позднего мела синхронно с развитием внутриплитных рифтогенных процессов. В состав провинции входят флюоритсодержащие месторождения различных формационных типов: эпитермальные (отсутствует выраженная связь с проявлениями магматизма), фтор-бериллиевые (связаны с триасовыми субщелочными гранитами), молибден-вольфрамовые (связаны с раннемеловыми лейкогранитами) и флюоритсодержащие редкоземельные карбонатиты мелового возраста [Ласточкин и др., 2018].

1.2. Становление понятия карбонатиты, история их изучения и современные представления

Карбонатиты – магматические породы, которые сложены более чем на 50% первичными магматическими карбонатами [Le Maitre, 2002]. Впервые идея кристаллизации карбонатов из расплава вместе с силикатными минералами, которые обычно рассматриваются как первичные минералы изверженных пород, была высказана в конце XIX века А. Г. Хёгбомом [Högbom, 1895], который на острове Ально (Швеция) описал дайки изверженных пород, содержащих значительное количество карбонатов. Однако Хёгбом связывал появление карбонатов с ассимиляцией известняков силикатной магмой. Подобных взглядов придерживался и Р. А. Дели [Daly, 1910], который в книге “Происхождение щелочных пород” относил нефелиновые породы к продуктам десицификации базальтовой магмы с ассимиляцией известняков и последующей дифференциацией. Указывая на то, что из 155 описанных им районов развития щелочных пород известняк присутствует в 107. Исключительные случаи, по словам Р. А. Дели, подтверждают, что именно наличие углекислоты, а не растворенного карбоната, является главным условием для отделения фракций, обогащенных

щелочами. Три года спустя американский геолог Ч. Г. Смит [Smyth, 1913] подтвердил, что главным фактором в образовании щелочных пород было высокое содержание летучих компонентов, а также некоторых редких элементов. Однако, в отличие от Р. А. Дели, Ч. Г. Смит считал, что ассимиляция известняков необязательна и что щелочные породы представляют собой продукт дифференциации первичной субщелочной магмы.

В то же время обсуждался вопрос о значении тектонического фактора в образовании щелочных пород. Геологи отмечали связь щелочных пород со стабильными платформенными областями [Harker, 1909; Smyth, 1913]. В тектонически спокойных условиях медленное остывание должно способствовать полному отделению щелочной фракции.

Первое упоминание о карбонатитовой магме было в 1921 году в ныне классической работе В. К. Брёггера по исследованию области Фён (Норвегия). Он считал, что карбонатная магма непервична, а является продуктом расплавления ийолитовой магмой известняков Телемар. В. К. Брёггер допускал, что карбонатная магма всплыла в силикатной и их смешение дало начало силикатно-карбонатным породам [Таттл и Гиттинс, 1969]. Выход этой работы ознаменовал окончание первого этапа изучения карбонатитов.

До середины XX века концепция карбонатной магмы не получила широкого признания [Егоров, 1991]. Большинство петрологов-экспериментаторов и североамериканских геологов считали, что карбонатиты представляют собой продукт низкотемпературного метасоматического замещения: мобилизованные или переотложенные при гидротермальных процессах известняки [Shand, 1950; Таттл и Гиттинс, 1969].

В 1960 году были обнаружены щелочно-карбонатные лавы вулкана Олдоньо-Лингаи (Танзания). Это открытие окончательно сняло вопрос о невозможности магматического генезиса карбонатитов. Но спор об относительной роли карбонатитообразующих факторов (интрузия магмы, пневматолито-гидротермальные процессы, пластическое течение) и генетической сущности

взаимосвязи карбонатитов и сопутствующими образованиями не прекратился [Таттл и Гиттинс, 1969; Егоров, 1991]. В этот же период в Малави (комплекс Чилва) среди полей щелочных лав были обнаружены кольцевые структуры с карбонатитовыми ядрами и огромными залежами апатита и магнетита [Davies, 1947].

Кроме того, в 1960 году впервые осуществлен успешный синтез упрощенной карбонатитовой магмы (система $\text{CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$) при умеренных P-T условиях [Wyllie and Tuttle, 1960].

Чуть более, чем пол века назад, впервые были получены результаты термобарогеохимических исследований (Л. И. Панина, Б. П. Романчев, С. В. Соколов, Е. С. Харламов): в пороодообразующих минералах карбонатитов и фоскоритов обнаружены расплавные включения, – то есть найдены прямые свидетели магматического формирования этих образований [Егоров, 1991].

На данный момент имеются обширные эмпирические, аналитические и экспериментальные данные о геологии, тектонической приуроченности, минералогии, геохимии, о расплавных и флюидных включениях карбонатит-содержащих комплексов Полярной Сибири, Забайкалья, Индии, Северной Америки и т.д.

Карбонатиты в основном локализуются в стабильных внутриплитных тектонических обстановках, часто в условиях растяжения (рифты) или в зонах крупных разломов. Приуроченность большей части карбонатитов к континентам (в особенности, к древним щитам) предполагает, что утолщенная литосфера играет важную роль в формировании обогащенных CO_2 расплавов. Однако карбонатиты обнаружены и в нетипичных тектонических обстановках (зоны субдукции, в связи с метаморфическими террейнами сверхвысокого давления, океанические острова и др.), например, Канарские острова и архипелаг Кергелен. Это обстоятельство может быть объяснено глубинным происхождением карбонатитов и их связью с «горячими полями» [Ernst and Bell, 2010; Kogarko, 2017].

Количественное моделирование частичного плавления глубинного мантийного протолита в условиях увеличивающего потенциала CO_2 [Collerson et al., 2010] и экспериментальные работы [Walter et al., 2008; Dalou et al., 2009], посвященные фазовому равновесию карбонатов в условиях границы нижняя мантия-ядро показали возможность формирования карбонатитовых расплавов на такой глубине [Kogarko, 2017].

На основании накопленных данных о минеральном составе, петрографических особенностях, геохимии, условиях формирования карбонатитов и ассоциирующих пород разработано множество классификаций карбонатитов. Так, например, Ю. Л. Капустин (1971) выделил два типа карбонатитов: ранние и поздние. Чрезвычайно важным моментом является последовательность выделения основных породообразующих минералов – карбонатов. Однако Ю. Л. Капустин подчеркивал, что необходимо учитывать комплекс признаков: состав карбонатов, состав темноцветных минералов, структурно-текстурные особенности, тектоническую приуроченность и др.

Общая классификация карбонатитов по доминирующему катиону в карбонатах была предложена А. Вулли и Д. Кемпе [Woolley and Kempe, 1989]: кальциевые, магнезиальные и железистые карбонатиты. (треугольная диаграмма)

Канадский геолог Р. Митчелл [Mitchell, 2005] предложил минералогогенетическую классификацию карбонатитов. Ее принцип заключается в том, что спектр однотипных пород, связанных генетически, может образовываться из определенного типа магмы. Определить такие породы можно по типоморфным минералам или характеристическим ассоциациям породообразующих, второстепенных или редких минералов. Р. Митчелл выделял первичные карбонатиты – извлеченных из мантии (mantle derived), магм; карботермальные породы – богатые карбонатами породы, связанные с калиевыми и натровыми щелочными магмами, а также богатые РЗЭ-карбонатами породы, возможно, полученные из метасоматизированной литосферной мантии; карбонатные породы,

но не карбонатиты, образованные за счет пневматолитового плавления коровых пород.

1.3. О формировании карбонатитовых расплавов

Имеющиеся экспериментальные и эмпирические данные позволили предложить механизм зарождения карбонатитовых расплавов. Некоторые исследователи считают, что карбонатитовые расплавы генерируются в мантии [Le Bas, 1977; Wallace and Green, 1988; Dalton and Wood, 1993; Harmer and Gittins, 1998; Wyllie and Lee, 1998; Gibson et al., 2000; Gittins and Harmer, 2003], а появление карбонатитового расплава связано с воздействием плюма на литосферную мантию [Арзамасцев и др., 2001]. При этом считается, что карбонатиты являются продуктом длительной дифференциации и фракционирования щелочной магмы [Gittins, 1989; Левин и др., 1997; Gittins and Jago, 1998]. В тоже время, многие ученые отводят решающую роль в формировании карбонатитовых расплавов явлению жидкостной несмесимости, проявляющемуся в процессе эволюции щелочной магмы [Rankin and Le Bas, 1974; Kjarsgaard and Hamilton, 1988, 1989; Kogarko, 1995; Brooker, 1998; Kjarsgaard, 1998; Lee and Wyllie, 1998; Halama et al., 2005; Veksler et al., 2012 и др.]. Общепринято, что необходимым условием при формировании карбонатитов является обогащение материнского расплава летучими компонентами, в особенности углекислотой, щелочами, фтором, серой и фосфором. В результате процесса кристаллизации и фракционирования ранних высокомагнезиальных минералов при подъеме к верхним горизонтам в глубинных расплавах, насыщенных летучими, происходят явления жидкостной силикатно-карбонатной несмесимости, сопровождающееся перераспределением элементов: флюиды совместно с Са переходят в карбонатно-солевую фракцию, а силикатный расплав становится более кремненасыщенным. В условиях земной коры при пространственном обособлении и медленном охлаждении эволюция силикатного и карбонатно-солевого расплавов идет по-разному. Силикатный расплав образует серию пород от наиболее основных к кислым при помощи процессов дифференциации и фракционирования. Отделившийся карбонатно-солевой

расплав, обогащенный Са, щелочами, CO_2 , S, F, Cl, P, как раз и представляет собой исходный карбонатитовый расплав. При понижении температуры и давления эти расплавы могут распадаться на различные составляющие: сульфатную, фосфатную, хлоридную, фторидную и карбонатную [Панина и Моторина, 2008; Guzmics et al., 2011]. Подобный механизм способствует обогащению и отделению щелочно-фторидного расплава, насыщенного РЗЭ, который эволюционирует вплоть до образования низкотемпературных карботермальных и гидротермальных образований, и, в том числе, с формированием флюоритовой минерализации. Некоторыми исследователями отмечается возможность кристаллизации флюорита непосредственно из F-Са расплава при изменении содержания в нем кислорода, закалки расплава или его взаимодействия с флюидом [Перетяжко и др., 2018, 2020].

1.4. Карбонатиты ЦАСП

Объекты исследования относятся к Позднемезозойской карбонатитовой провинции, развитой в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Провинция включает районы проявления щелочно-карбонатитового магматизма в Западном Забайкалье (Халюта, Ошурково, Торей, Аршан и Южное), Центральной Туве (Карасуг и Улатай-Чоз) и Южной Монголии (Мушгай-Худук, Баян-Хошу, Хэцу-Тэг и Улугей). Первые исследования рассматриваемых районов начались во второй половине XIX века и связаны с именем В. А. Обручева и А. П. Кропоткина занимавшиеся изучением геологического строения региона при проектировании и строительстве железной дороги. В самом начале XX в. был опубликован ряд работ по истории геологического развития региона в целом [Платов и др., 2000, 2009].

В течение следующего (1920-1950 гг.) этапа исследований были заложены основы современных представлений по стратиграфии, магматизму и тектонике региона (Б. Н. Артемьев, А. М. Афанасьев, М. В. Бесова, П. И. Бутырин, А. Е. Дербина, И. П. Кушнарев, Н. А. Логачев, П. К. Луненок, Н. П. Михно, П. И. Налетов, М. М. Повилайтис, Е. Н. Смолянский, С. С. Тентилов, Г. И. Туговик, Н. И. Фомин, К. А. Шалаев и др.) [Платов и др., 2000, 2009].

Исследования месторождений Центральной Тувы, связанных с карбонатитовыми комплексами, проводили А. В. Никифоров, А. В. Болонин, В. И. Лебедев, А. М. Сугоракова, И. Р. Прокопьев и др. Среди них было выделено две фазы внедрения согласно минеральному составу: ранняя – анкерит-кальцитовые карбонатиты, поздняя – (флюорит-барит-) сидеритовые карбонатиты [Никифоров и др., 2005, 2006]. Характерной чертой комплексов является отсутствие связанных с ними щелочных силикатных пород. Возраст карбонатитов находится в узком диапазоне 119-117 млн. лет и соответствует раннему мелу [Никифоров и др., 2006; Сальникова и др., 2010; Prokoryev et al., 2016].

Западно-Забайкальские карбонатитовые комплексы сформировались в раннемеловом периоде (130-118 млн. лет). С ними в ассоциации обнаружены щелочные габбро и сиениты [Никифоров и Ярмолук, 2004; Рипп и др., 2009; Doroshkevich et al., 2010; Дорошкевич, 2013; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019].

Для щелочно-карбонатитовых комплексов Южной Монголии установлен наиболее широкий возрастной интервал. Так, для сиенитов и трахитов Улугейского комплекса К-Аг методом получены оценки 175-148 млн лет. Тем же методом установлен возраст трахитов и латитов комплекса Хэцу-Тэг 161-144 млн лет и сиенитов комплекса Баян-Хошу 145-141 млн. лет [Самойлов и Коваленко, 1983]. Позднее Rb-Sr методом была получена еще одна возрастная оценка сиенитов комплекса Баян-Хошу $130,6 \pm 9,3$ млн лет [Baatar et al., 2013]. Возраст щелочных пород комплекса Мушугай-Худук оценивают, как 179-121 млн лет [Самойлов и Коваленко, 1983], а по более современным данным (Ar-Ar метод) – 140-133 млн лет [Nikolenko et al., 2020].

Формирование карбонатитовых комплексов ЦАСП связывают с рифтогенным процессом, связанным с воздействием мантийных плюмов или мантийных горячих точек, в результате объединения которых сформировалось Центрально-Азиатское горячее мантийное поле или супер-плюм [Ярмолук и Иванов, 2000; Yarmolyuk and Kovalenko 2003; Никифоров и Ярмолук, 2004; Kovalenko et al., 2004; Кузьмин и Ярмолук, 2014].

Для карбонатитов Центрально-Азиатской провинции выделяются некоторые характерные черты. Первой является связь карбонатитов с калиевым щелочным магматизмом. Вторая характерная черта связана с потенциально высокой рудоносностью карбонатитовых комплексов на РЗЭ, фтор, стронций и железо [Vladykin, 2010].

В течение последнего века исследования Позднемезозойской карбонатитовой провинции были сосредоточены главным образом на геологии, минералогии, геохимии и петрографии последовательностей щелочных силикатных пород и карбонатитов [Баскина и др., 1978; Онтоев и др., 1979; Самойлов и Коваленко, 1983; Булнаев, 2003, 2004, 2007; Никифоров и Ярмолук, 2004; Рипп и др., 2005; Kynicky and Samec, 2005; Бурцева, 2010; Владыкин, 2013; Vinokurov et al., 2014; Ласточкин и др., 2018, 2021; Nikolenko et al., 2018, 2020; Doroshkevich et al., 2020]. Лишь отдельные исследования были посвящены изучению физико-химических условий формирования щелочных пород [Андреева, 2000; Andreeva and Kovalenko, 2003; Дорошкевич и Рипп, 2004; Бурцева, 2010; Prokoryev et al., 2016 Рипп и др., 2019, 2020]. Было установлено, что формирование анкерит-кальцитовых карбонатитов комплекса Карасуг в Центральной Туве, относящихся к первой фазе внедрения, происходило из силикатно-карбонатных расплавов при температуре порядка 800 °С [Prokoryev et al., 2016]. В свою очередь, сидеритовые карбонатиты второй фазы Центральной Тувы формировались из карбонат-сульфат-хлоридных рассол-расплавов при температурах порядка 600 °С. К минералам магматической (карбонатитовой) стадии можно отнести флюорит, апатит и сидерит. На гидротермальной стадии при температурах 310-480 °С при участии существенно хлоридных (сульфат-хлоридных, гидрокарбонат-хлоридных и преимущественно хлоридных) растворов формировались барит, целестин, флюорит, монацит, паризит, кварц, гематит и сульфиды [Борисенко и др., 2011; Прокопьев и др., 2014].

И. А. Андреева и В. И. Коваленко [Andreeva and Kovalenko, 2003] провели исследование расплавных и флюидные включений в породах комплекса Мушугай-

Худук и показали, что породы и минерализованные жилы комплекса формировались из силикатных, силикатно-солевых и солевых расплавов (карбонатно-фосфатных, фосфатно-сульфатных, фторидно-сульфатных, хлоридно-сульфатных и т. д.). Основными процессами в ходе становления комплекса были кристаллизационная дифференциация и жидкостная силикатно-карбонатная несмешиваемость при температуре порядка 1200 °С. Более поздние целестин-флюоритовые породы комплекса по данным И. А. Андреевой [Андреева, 2000] дали температуры гомогенизации расплавных существенно сульфатных включений во флюорите от 600 до 1000 °С. Однако обнаруженные материалы не затрагивали весь спектр флюоритсодержащих пород комплекса Мушугай-Худук, хотя в опубликованной литературе отмечались разнообразные проявления флюоритовой минерализации [Самойлов и Коваленко, 1983].

По результатам изучения включений во флюоритах из карбонатитов Аршанского проявления температура гомогенизации первичных газовой-жидких флюидных включений равна 370-400 °С [Дорошкевич и Рипп, 2004]. Вторичные газовой-жидкие включения в бастнезитах гомогенизируются при 290-360 °С. Во флюоритах низкотемпературной гидротермальной стадии гомогенизация вторичных флюидных включений происходила при 130-170 °С.

Глава 2. Геология

2.1. Южная Монголия

В региональном плане район рудопроявления Мушугай-Худук относится к западной части Гоби-Хинганской складчатой области (СО). Эта складчатая область является составляющей Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 1).



Рисунок 1. Схема расположения объектов исследования относительно тектонических структур [Tectonic map..., 2014].

Гоби-Хинганская СО ограничена региональными разломами (швами, сутурами) субширотного простирания от Южно-Тяньшаньского складчатого пояса на юге и Алтае-Саянского и Хангай-Даурского складчатых поясов на севере [Tectonic map..., 2014].

Выход палеозой-мезозойских осадочно-вулканогенных комплексов на картографируемую поверхность в районе рудопроявления Мушугай-Худук имеет форму эллипса размером 60×130 км ограниченного подковообразной, «открытой» на восток, зоной распространения мощных толщ терригенных осадков плиоцен-голоценового возраста, представленных преимущественно алевритами и песками внутриконтинентальных водоемов и потоков [Geological map..., 2012].

На рубеже палеозоя-мезозоя условия внутриконтинентального моря сменились на рифтогенез и формирование мезозойских толщ шло на фоне активных проявлений вулканизма. Среднеюрско-меловой разрез на территории района состоит из осадочно-вулканогенных пород с резким преобладанием эффузивной составляющей, представленной бимодальной ассоциацией вулканитов умереннощелочного ряда – лавами, реже туфами базальтов, трахибазальтов, трахириолитов, трахитов. Интрузивный магматизм в районе Мушугай-Худук проявлен весьма широко и представлен кислыми и щелочными плутоническими породами. Первая фаза гранитизации проявилась в ранней перми и была зафиксирована на поверхности двумя средними по размеру (4×8 км) плутонами гранитов I-типа (?), которые контролируются общим разломом. Вторая фаза формирования гранитоидных пород в районе проявилась значительно масштабнее: формирование крупного (40×100 км) гранитного батолита повышенной щелочности, который относится к анорогенным образованиям свойственным внутриконтинентальным обстановкам [Tectonic map..., 2014].

Собственно, щелочные породы, к которому приурочено проявление редкометалльных и флюоритовых руд Мушугай-Худук представлены мелкими, не выражающимися в масштабе карты, штоками или трубками щелочных пород. Считается, что вулканические комплексы горячих точек континентов отличаются

от других геодинамических обстановок присутствием в относительно небольших количествах таких пород ультраосновного состава: кимберлитов, пикритовых порфиритов и др. [Гусев и др., 1999].

Таким образом, в историко-геологическом плане структурный план района и его вещественное наполнение развивались следующим образом:

1. палеозойские толщи формировались во время позднекаледонской – средневарисцкой эпох диастрофизма (443-318 млн лет), в условиях внутриконтинентального бассейна, расположенного на коре субконтинентального типа;

2. в перми (поздние варисциды – 285-230 млн лет) образования этого участка земной коры испытали интенсивную гранитизацию, и комплексы ранне- и позднепермских гранитов в геодинамическом плане можно отнести к внутриплитным;

3. к рифтогенным образованиям относятся вулканогенно-осадочные поздней юры – раннего мела, сформировавшиеся на этапе киммерийского тектогенеза (160-140 млн лет);

4. заключительный этап киммерийской эпохи (130-120 млн лет), а возможно еще позднее, ларамийская (72-60 млн лет) фаза активизации была зафиксирована мелкими телами ультраосновных щелочных пород, характерных для обстановок горячих точек и рифтовых зон континентов.

В общем, стратифицированные осадочно-вулканогенные образования Мушугай-Худукского района можно отнести к супракрустальным комплексам верхнего этажа платформ, сформированным в несубдукционных геодинамических обстановках [Гусев и др., 1999; Tectonic map..., 2014].

2.1.1. Комплекс Мушугай-Худук

Согласно геологическим наблюдениям, самыми ранними породами являются меланефелиниты, которые наблюдаются на северо-востоке комплекса (рис. 2). Щелочные трахиты являются наиболее распространенными породами комплекса и образуют вулканические структуры и лавовые поля. Дайки, штоки и небольшие

массивы шонкинитов и щелочных сиенитов прорывают вулканические породы комплекса. Рудные тела комплекса представлены карбонатитами и магнетит-апатитовыми породами. Карбонатиты встречаются в виде жил шириной от нескольких сантиметров до 1 м, которые распространены как в областях развития меланефелинитов и трахитов, так и на участках сложенных сиенитовыми телами. Карбонатитовые породы сильно выветрелые и имеют окраску от светло-коричневой до охристой. По минеральному составу выделяется несколько типов карбонатитов: флюорит-кальцитовые, кварц-флюорит-кальцитовые, барит-кальцитовые и др. [Andreeva and Kovalenko, 2003]. Некоторые исследователи [Самойлов и Коваленко, 1983; Andreeva and Kovalenko, 2003; Владыкин, 2013] определили эти породы как первичные карбонатиты. Основываясь на исследовании расплавных включений, И. А. Андреева и В. И. Коваленко [Andreeva and Kovalenko, 2003] предполагают, что карбонатиты Мушгай-Худука являются результатом несмеси силикатного и карбонатного расплавов. Однако, учитывая их минеральный состав и геохимические особенности (авторские неопубликованные данные), карбонатиты могут быть отнесены к карботермальным образованиям [Mitchell, 2005].

Магнетит-апатитовые породы распространены в центральной части комплекса и близ- одновременны с карбонатитам. Они образуют дайки (длиной до 30 м) и штоки (размерами от 10×30 до 30×70 м). Основными магматическими минералами являются апатит, магнетит, ильменит и флогопит. В результате интенсивных гидротермальных изменений фосфосидерит и монацит замещают апатит, а гетит замещает магнетит [Nikolenko et al., 2018].

Флюоритсодержащие породы интерпретируются В. С. Самойловым и В. И. Коваленко (1983) как самые поздние породы и распространены, в основном, в восточной части комплекса, пространственно приурочены к телам карбонатитов. Они наблюдаются в виде сети разнонаправленных прожилков (шириной 0,5-50 мм) и образуют поля изометричной формы и размером до 100 на 50 м, некоторые участки которых состоят из массивного мелко- и тонкозернистого сливного

флюорита. В центральной части комплекса наблюдаются вытянутые флюоритсодержащие зоны мощностью до 5 м. Кроме того, отмечаются довольно крупные жилы с флюоритом длиной до 150 м и шириной до 10-30 см. По минеральному составу выделены три разновидности флюоритсодержащих пород: кварц-флюоритовые, флюорит-апатит-целестиновые, флюорит-кальцитовые [Redina et al., 2020].

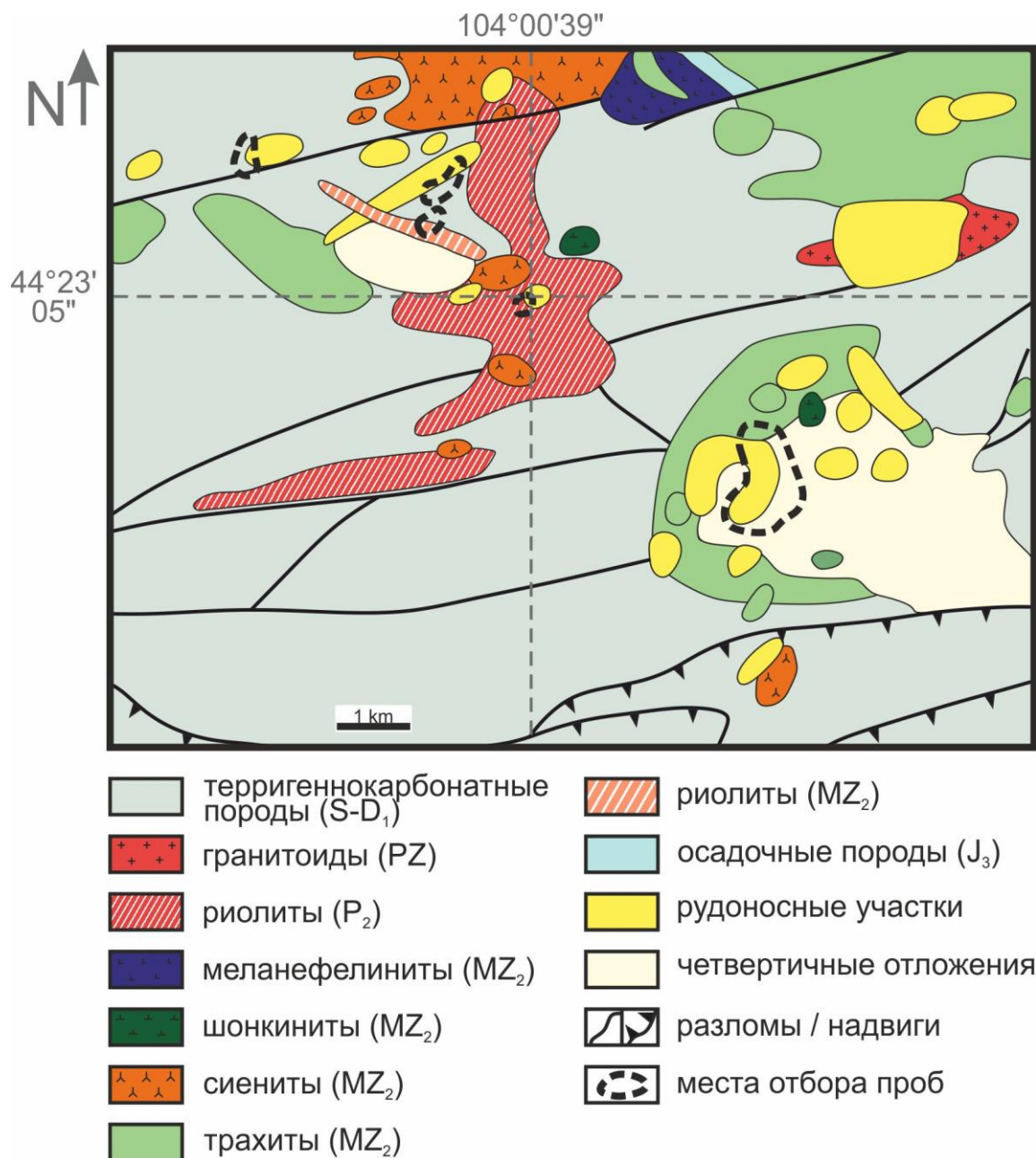


Рисунок 2. Геологическая схема строения комплекса Мушугай-Худук (по Самойлову и Коваленко (1983) с дополнениями автора).

Кварц-флюоритовые породы представляют собой темно-пурпурные (почти черные) тонко- и мелкозернистые (рис. 3а), часто массивные образования (рис. 4а, б). Они состоят из 70-90 об.% флюорита и 8-30 об.% кварца. Акцессорными минералами являются барит, целестин, пиролюзит, фторкарбонаты РЗЭ. Последние минералы, в основном, паризит-Се и синхизит-Се, образуют сеть ультратонких прожилков и каймы вокруг зерен флюорита.

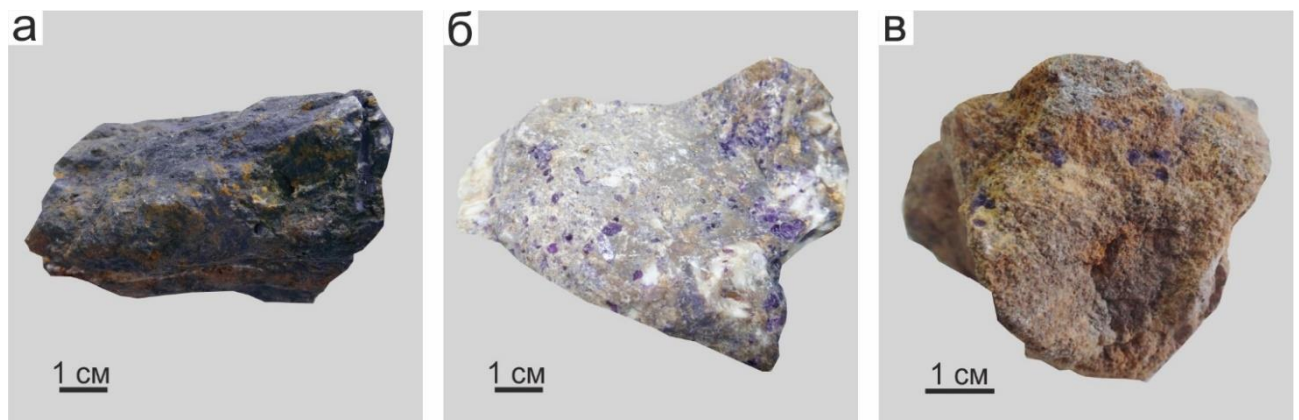


Рисунок 3. Фото образцов флюоритсодержащих пород комплекса Мушугай-Худук. а кварц-флюоритовые породы, б флюорит-апатит-целестиновые породы, в флюорит-кальцитовые породы.

Флюорит-апатит-целестиновые породы (рис. 3б) представляют собой фиолетово-коричневые или фиолетово-желтые мелко- и среднезернистые породы с брекчиевой, неравномернозернистой или порфировой структурой (рис. 4в). Порфировые выделения представлены преимущественно флюоритом (размером до 1,5 см), фторапатитом (размером до 0,5 см), гетитом и магнетитом (размером до 0,7 см). Целестин составляет основную массу пород и представлен идиоморфными и гипидиоморфными кристаллами до 2,5 см. Акцессорные минералы – кварц, сульфатсодержащий монацит-Се, ильменит, рутил и фосфосидерит.

Флюорит-кальцитовые породы темно-коричневого, желтого и светло-серого цвета (рис. 3в). Текстуры данных пород массивные или брекчевые и неравномернозернистые (рис. 4г). Флюорит-кальцитовые породы характеризуются

разнообразием второстепенных минералов, таких как кварц, барит, целестин, калиевый полевой шпат и гетит. Акцессорные минералы представлены апатитом с содержанием РЗЭ до 4,1 мас.%, и альбитом.

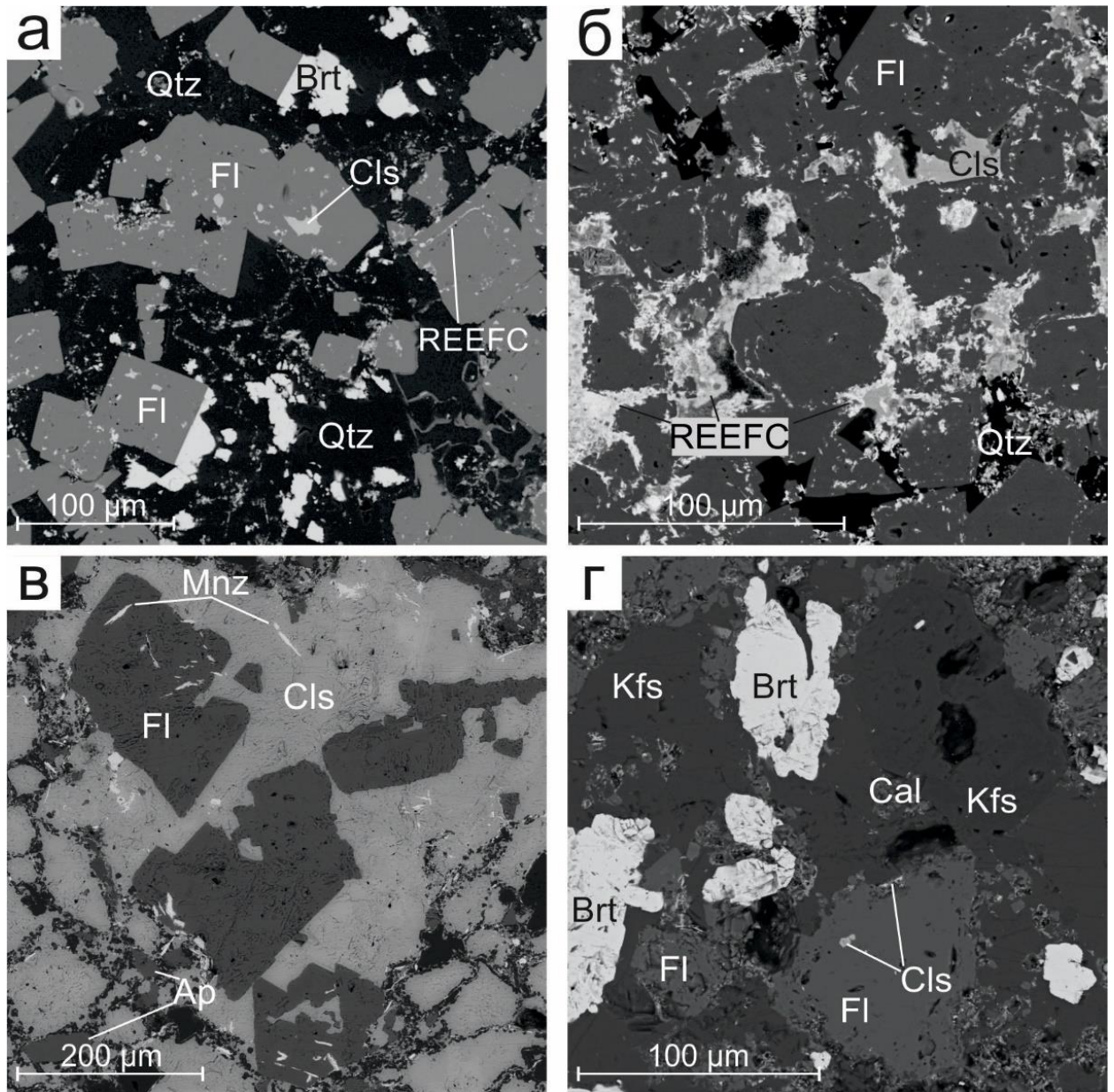


Рисунок 4. BSE изображения, показывающие текстуру флюоритовых пород: а, б – кварц-флюоритовые породы, в – флюорит-апатит-целестиновые породы, г – флюорит-кальцитовые породы. Qtz – кварц, Fl – флюорит, Cls – целестин, Brt – барит, REEFC – фторокарбонат РЗЭ, Mnz – монацит, Cal – Кальцит, Kfs - калиевый полевой шпат, Ap – апатит.

К-Аг датирование пород комплекса Мушугай-Худук показало широкий диапазон возрастов от 179 до 121 млн лет: 148-138 млн лет для шонкинитов, 179-140 млн для щелочных сиенитов, 138-121 млн лет для магнетит-апатитовые пород [Самойлов и Коваленко, 1983]. Однако, К-Аг метод мог дать недостоверные результате в результате вторичных процессов, которым подвергались породы. Более современные данные Rb-Sr датирования показали более узкий интервал возрастов для щелочных сиенитов комплекса Мушугай-Худук, составляющий $139,9 \pm 5,9$ млн лет [Baatar et al., 2013]. Последние данные о возрасте пород комплекса получены Ar-Ar методом и представлены в работе А. М. Николенко [Nikolenko et al., 2020]. Полученные возрастные оценки для меланефелинита и щелочного сиенита составляют $140,4 \pm 2$ и $137,2 \pm 2,1$ млн лет, соответственно. Возраст рудоносных магнетит-апатитовых пород равен $135,4 \pm 3,4$ млн лет.

2.2. Западное Забайкалье

Проявления комплексных РЗЭ-Sr-Ba-флюоритовых руд, расположенные в Селенгинской «петле», образуют два компактных рудных поля. Несмотря на то, что они локализованы в двух разных тектонических блоках и разделены между собой расстоянием в 25 км, вещественный состав рудовмещающих пород и близкий характер рудной минерализации позволяют отнести их к одному рудному узлу – Халюта-Аршанскому.

Региональная позиция Халюта-Аршанского рудного узла определяется его приуроченностью к центральной части Саяно-Байкальского складчатого пояса [Tectonic map..., 2014], окончательное северо-восточное простирание структур которого оформилось в позднекаледонскую (средний девон) эпоху. Позднее структура каледонид была почти полностью переработана в позднем палеозое процессами внутриплитного магматизма, в мезозое – рифтогенеза.

В материалах Госгеолкарт и публикациях этот блок земной коры на разных этапах развития относился к структурам Казахстано-Тувино-Монгольской островной дуги Палеоазиатского океана и располагается в пределах Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого (орогенного) пояса

каледонид [Платов и др., 2000; Добрецов и др., 2010; Буслов, 2011, Воронцов и др., 2016 и др.]. На схеме террейнов северного сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса район проявлений находится в центральной части Икатского террейна (кратонного блока) [Гладкочуб и др., 2013]. По А. А. Воронцову с соавторами система грабенов и проявления интенсивного магматизма позднего мезозоя в районе относятся к структурам и комплексам Тугнуйско-Хилокского сектора Западно-Забайкальской рифтовой области [Воронцов и др., 2016].

Результаты сейсмического зондирования, проведенного по профилю Байкало-Монгольского транссекта, показали толщину земной коры в данном районе 42-43 км и определили ее типично континентальный характер [Зорин и др., 1994].

В ходе среднемасштабного геологического картирования в районе Халюта-Аршанского рудного узла выделяется четыре структурных этажа [Платов и др., 2000]. Каледониды здесь представлены относительно небольшими ксенолитами терригенно-карбонатных отложений нижнего кембрия, телами раннепалеозойских габброидов и гранитоидов. Доминируют в районе образования герцинского структурного этажа, среди которых резко преобладают породы мигматит-гранитовой и монцонит-сиенит-лейкогранитовой формаций, относящиеся к юго-западному сегменту Ангаро-Витимского батолита [Ярмолюк и др., 1997]. Ассоциации мезозойского структурного этажа представлены рифтогенными и магматическими структурно-вещественными комплексами. Грабены этого периода создают структурный каркас района и его минерагенический фон, обусловленный производными щелочно-габброидной магматической серии раннего мела, включающей поля даек и дайкообразных тел карбонатитов халютинского комплекса. Кайнозойские осадки выполняют локальные понижения, основные из которых унаследованы от мезозойских структур.

В глобальном плане магматизм и металлогения региона контролировались Сибирским мантийным суперплюмом ареал которого распространялся на обрамление Сибирского континента [Добрецов и др., 2010]. Развитие плюмового

процесса обеспечило режим растяжения, возрастание проницаемости земной коры и, как следствие, формированием рифтовых зон, грабенов и дайковых поясов [Цыганков и др., 2016]. Внедрение даек карбонатитов, относящихся к щелочно-габброидной с карбонатитами серии, происходило на регрессивной стадии развития мантийного плюма над зонами слабеющего флюидопотока [Добрецов и др., 2010].

Собственно проявления карбонатитового магматизма, с которыми связаны рудная РЗЭ-Sr-Ba-флюоритовая минерализация Халюта-Аршанского рудного узла, расположены на границе герцинского Хамар-Дабанского гранито-гнейсового вала и Гусино-Удинской депрессии, выполненной континентальной угленосной молассой в раннемеловое время [Tectonic map..., 2014]. Тектонический контроль рудопроявлений Халюта-Аршанского узла определяется их непосредственной близостью к глубинным разломам, относящихся к системе Гусино-Удинского структурного шва. В частности, Гильберинский сброс контролирует размещение флюоритовой и карбонатитовой минерализации Халютинского рудного поля. Катаклазиты Аршанского разлома сложной морфокинематики вмещают приразломные редкоземельные карбонатиты и кварц-флюоритовые жилы Аршанского рудного поля [Платов и др., 2000].

Рудопроявления Аршан, Южное и Улан-Удэнское

Аршанское и Южное проявления расположены в пределах Слюдинского горста, который сложен в основном палеозойскими гнейсами, гранитами и сланцами. Горст расположен в северной части рифтогенной впадины, заполненной меловыми терригенно-осадочными породами (конгломератами, песчаниками с прослоями гравелитов, аргиллитов и алевролитов). Контакт меловых отложений с породами Слюдинского горста носит тектонический характер (рис. 5).

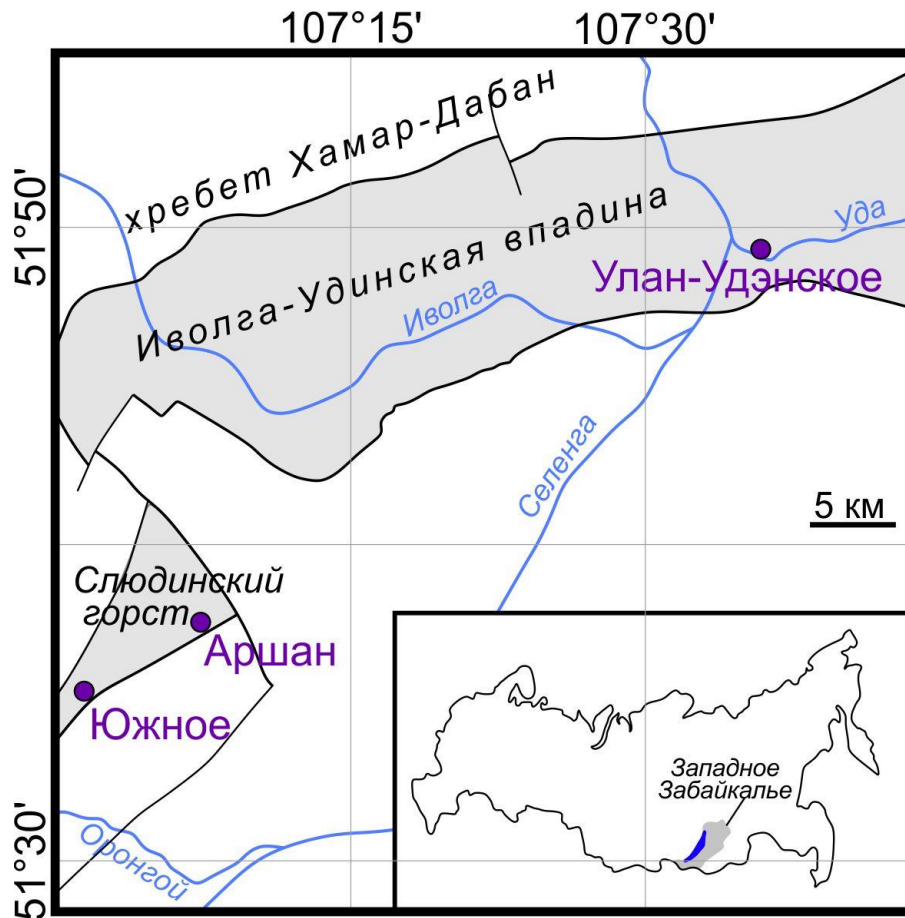


Рисунок 5. Схема расположения проявлений Аршан, Южное и Улан-Удэнское относительно тектонических структур Западного Забайкалья [Платов и др., 2000].

2.2.1. Проявление Аршан

Карбонатиты Аршана представлены тремя полого наклоненными телами, имеющими размеры 250×75 м, 80×50 м и 75×50 м (рис. 6). Возраст карбонатитов определен Rb-Sr методом и составляет 126 ± 16 млн лет [Рипп и др., 2009]. Путем бурения было установлено, что толщина выявленных карбонатитовых тел не превышает 3-6 м. Карбонатиты имеют пологий наклон, совпадающий с направлением склона, и их фрагменты достигают подножия склона - до границы с отложениями мезозойской впадины. Полосчатость в карбонатитах субпараллельна поверхности рельефа и характеризуются углом падения до 15-20°. Границы карбонатитов с подстилающими породами неровные, но отчетливые. Полосчатость

пород обусловлена ориентированным расположением кальцита, флюорита и флогопита [Doroshkevich et al., 2008].

Минеральный состав карбонатитов Аршанского проявления весьма разнообразен. Основными минералами являются кальцит (60-80 об.%), бастнезит (3-6 об.%), сульфаты Ba и Sr, флюорит (7-12 об.%). Установлено, что формирование карбонатитов проходило в две стадии – магматическую и гидротермальную. К минералам магматической стадии относятся: бастнезит, кальцит, флюорит, сульфаты, а также флогопит, магнетит, ильменит, апатит, монацит, титанит и калиевый полевой шпат. Гидротермальная стадия представлена паризитом, алланитом-La, стронцианитом, торитом, торианитом, эпидотом, кальцитом, баритом и флюоритом [Рипп и др., 2000; Doroshkevich et al., 2008].

Флюорит, парагенетически связанный с карбонатами, образует вкрапленность в кальцитовой матрице и был отнесен нами к первой группе (рис. 7а, рис. 8а). Флюорит, наблюдаемый в жилах и гнездах, вероятно, сформировался позже (рис. 7б, рис. 8б). Минерал встречается с кальцитом, синхизитом-Se, бастнезитом-Se, флогопитом и содержит твердые включения монацита и кальцита [Дорошкевич и Рипп, 2004]. Цвет флюорита варьируется от темно-фиолетового до бесцветного. Некоторые зерна имеют осцилляторную зональность. Другие относительно однородны и окрашены в светлый цвет. Мы отнесли этот более поздний флюорит ко второй и третьей группам.

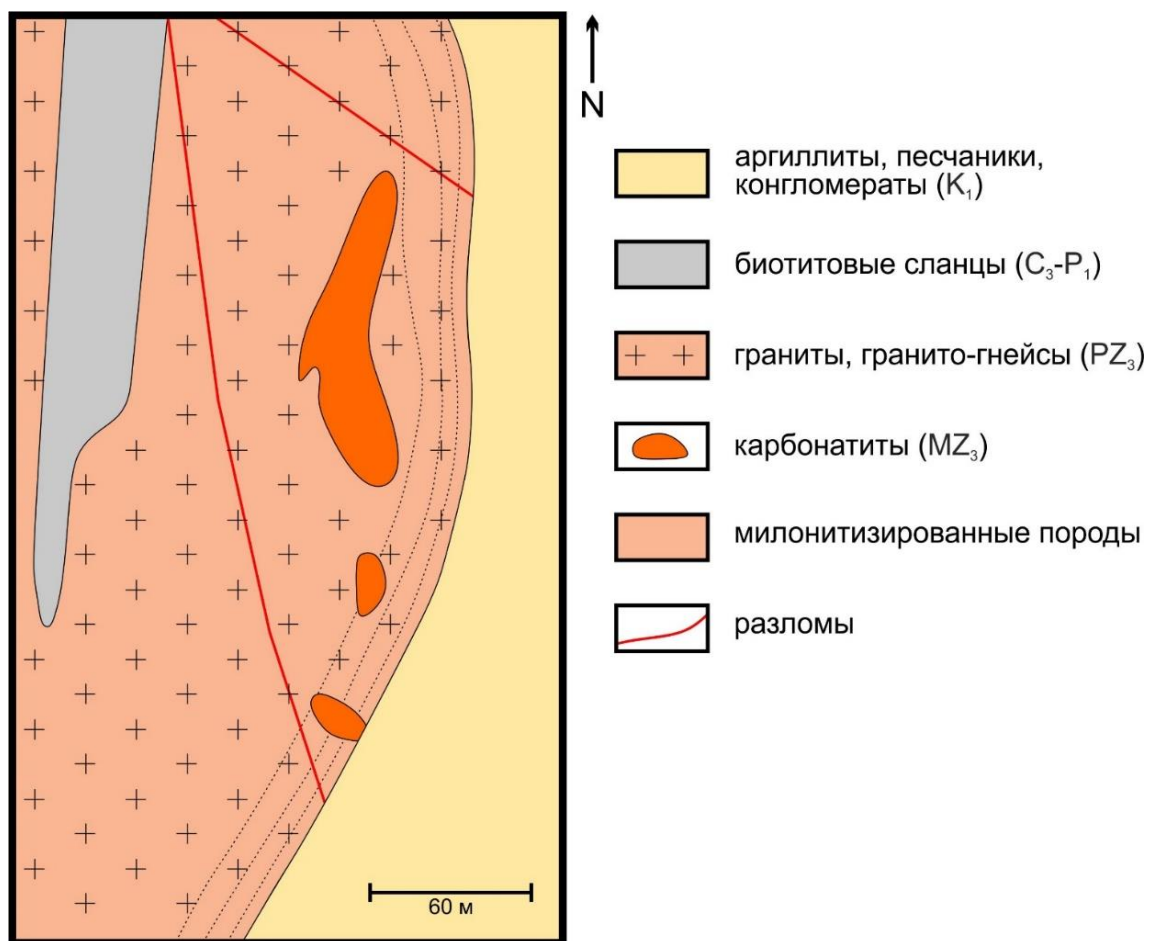


Рисунок 6. Схема геологического строения проявления Аршан [Doroshkevich et al., 2008].



Рисунок 7. Фото образцов флюоритсодержащих пород проявления Аршан.

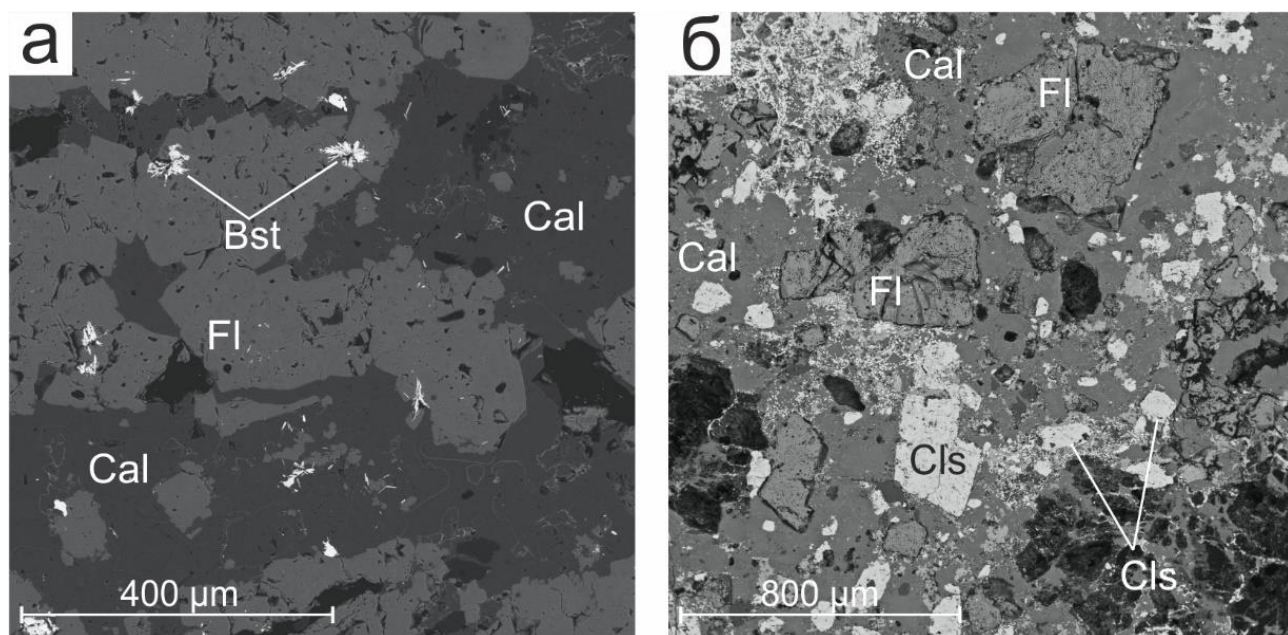


Рисунок 8. BSE изображения флюоритсодержащих пород проявления Аршан. Fl – флюорит, Cls – целестин, Cal – Кальцит, Bst – бастнезит.

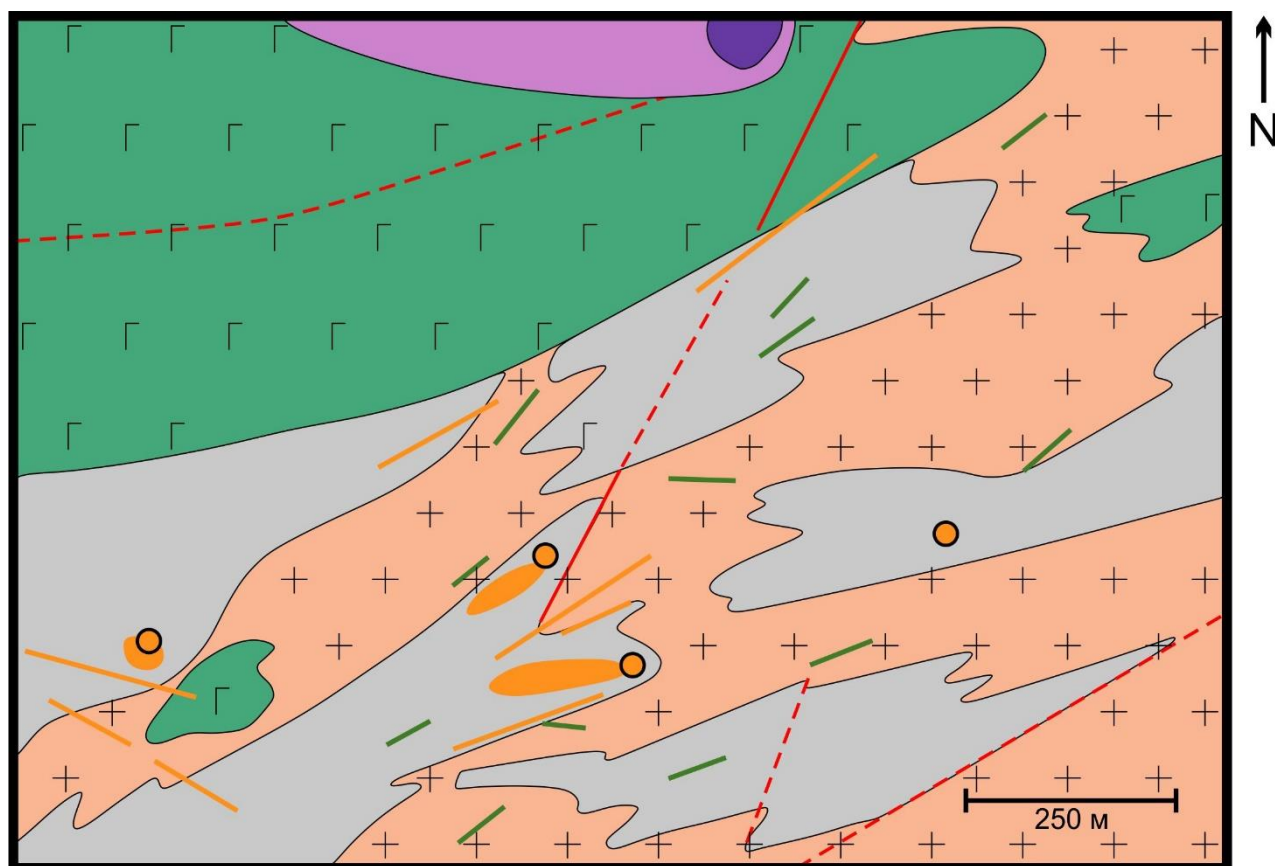
2.2.2. Проявление Южное

В районе проявления Южное распространены дайки раннемеловых щелочных сиенитов, пространственно связанные с карбонатитами (рис. 9). Значения возраста карбонатитов, определенные Rb-Sr методом, равны 122 ± 4 млн лет, а возраст сиенитов – 130 ± 5 млн лет [Рипп и др., 2009]. На площади Южного проявления выявлено более 20 карбонатитовых тел. Они занимают площадь около 2 км². Фениты распространены вдоль контактов карбонатитов с вмещающими породами и состоят, в основном, из биотита (70-90%) и альбита (до 30%) с небольшими количествами кальцита, флюорита и Ca-Mg амфибола (рихтерита).

Карбонатиты образуют жилы и трубообразные брекчиевые тела. Трубообразные тела имеют диаметр до 15-20 метров и представлены мелкозернистой породой массивной или полосчатой текстуры. Они состоят из кальцита, флюорита и содержат большое количество фрагментов вмещающих пород (от первых процентов до 60-70% объема породы). Размер фрагментов обычно не превышает 1 см, реже достигает 2-5, редко 10-15 см. Жилы карбонатитов имеют ширину от 1 до 10 метров и длину 100-300 метров. Породы имеют

мелкозернистую структуру и содержат порфировые вкрапления кальцита и барита размером до 1,5 см. Основная масса породы состоит из кальцита (80-90%), биотита, флюорита и барита. Зальбанды жил представляют собой тонкую (до 1-2 см) зону биотизации. В минеральном составе карбонатитов были выявлены позднемагматические (карбонатитовые) и гидротермальные минералы [Рипп и др., 2000]. Кальцит, бастнезит-Се, баритоцелестин, калиевый полевой шпат, биотит и магнетит образуют вкрапления и характеризуют раннюю стадию кристаллизации. Далее происходило образование шпиров, состоящих из бастнезита, флюорита и альбита. Основная масса состоит из кальцита, флюорита, биотита, альбита и гематита. В карбонатитах содержится много фрагментов вмещающих пород (литокластов). Их минеральный состав представлен калиевым полевым шпатом, альбитом, биотитом, титанитом, апатитом, амфиболом, магнетитом, эпидотом, кварцем, цирконом, монацитом, хлоритом, ильменитом и алланитом. На проявлении Южное широко проявлены гидротермальные изменения (окварцевание, флюоритизация и карбонатизация).

Флюоритовая минерализация на проявлении представлена двумя типами (рис. 10). Первый тип встречается в местах скопления бастнезита-Се и альбита в карбонатитах (рис. 11а). Флюорит здесь образует бесцветные по краям и интенсивно окрашенные (темно-фиолетовые) в центральной части кристаллы (размером до 0,1 мм) или их гнездообразные скопления. Второй тип флюорита представляет собой бесцветные или слабо окрашенные зональные изометричные зерна и кубические кристаллы, которые локализованы в виде вкрапленников в карбонатной матрице (рис. 11б).



перидотиты (PZ₁)



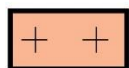
анортозиты



Bt, Amp-Bt разгнейсованные граниты,
граносиениты, кварцевые диориты,
гнейсограниты (PZ₁)



амфибол-пироксеновое габбро (PZ₁)



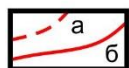
граниты, гранито-гнейсы (PZ₃)



карбонатиты:
а - участки площадного распространения
б - жильные тела
в - трубообразные тела



дайки щелочных габбро и сиенитов



разломы
а - предполагаемые
б - достоверные

Рисунок 9. Схема геологического строения проявления Южное [Дорошкевич, 2013].



Рисунок 10. Фото образцов флюоритсодержащих пород проявления Южное.

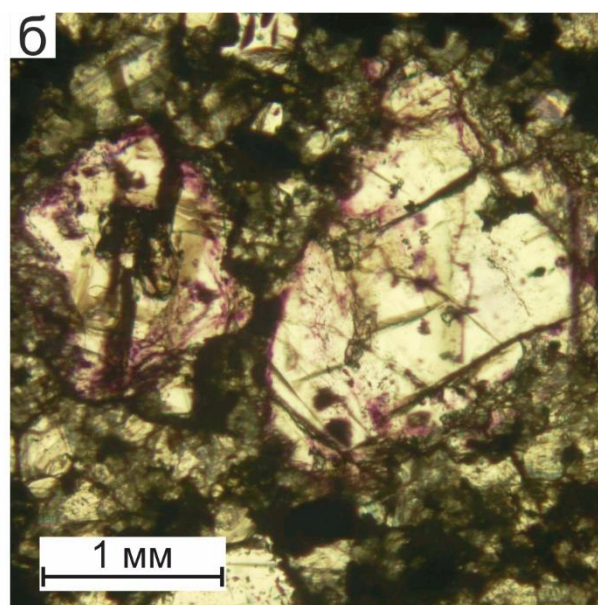
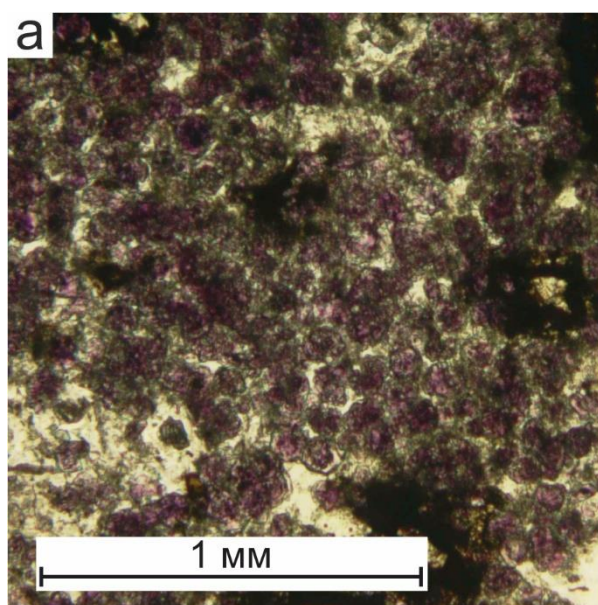


Рисунок 11. Фото флюоритсодержащих пород проявления Южное.

2.2.3. Проявление Улан-Удэнское

Улан-Удэнское рудопроявление расположено в северной части мезозойской рифтогенной Иволга-Удинской впадины (рис. 5). В пределах которой широко распространены отложения позднего мела, представленные песчаниками, алевролитами, сланцами, конгломератами, залегающими на эродированной поверхности кристаллического фундамента. Кристаллический фундамент сложен гнейсами, мигматитами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами и известняками. Их обнажения прослеживаются вдоль северной границы впадины и на правом берегу реки Селенга (рис. 12). Метаморфические породы прорваны гранитами и гнейс-гранитами и имеют возраст от 314 до 277 млн лет. Породы, обрамляющие впадину, метаморфизованы (амфиболитовая фация), интенсивно тектонизированы, локально трансформированы в брекчии, пересеченные разломами. Биотитовые кристаллические сланцы, кварциты, гнейсы и брекчии этих пород широко распространены в районе города Улан-Удэ. Сланцы и гнейсы состоят в основном из плагиоклаза, калиевого полевого шпата, биотита и кварца. Титанит, рутил, циркон и апатит присутствуют в качестве второстепенных. Биотит из этих пород характеризуется высоким содержанием железа и высоким содержанием глинозема, не содержит фтора [Рипп и др., 2019].

Непосредственно в пределах города Улан-Удэ в прибрежных коренных обнажениях реки Селенга обнаружены бастнезит-флюоритовые и кальцит-содержащие породы. Возраст данных пород установлен по флогопиту Ar-Ar методом и равен $134,2 \pm 2,6$ млн лет [Рипп и др., 2019]. Среди пород различаются три типа, согласно структурным и минеральным особенностями: 1) линзовидные и жиллообразные бастнезит-флюоритовые тела (рис. 13а), 2) брекчии, цементированные бастнезит-флюоритовым агрегатом (рис. 13б), и 3) породы, состоящие из кальцитовых и альбит-кальцитовых агрегатов, содержащих бастнезит и монацит.

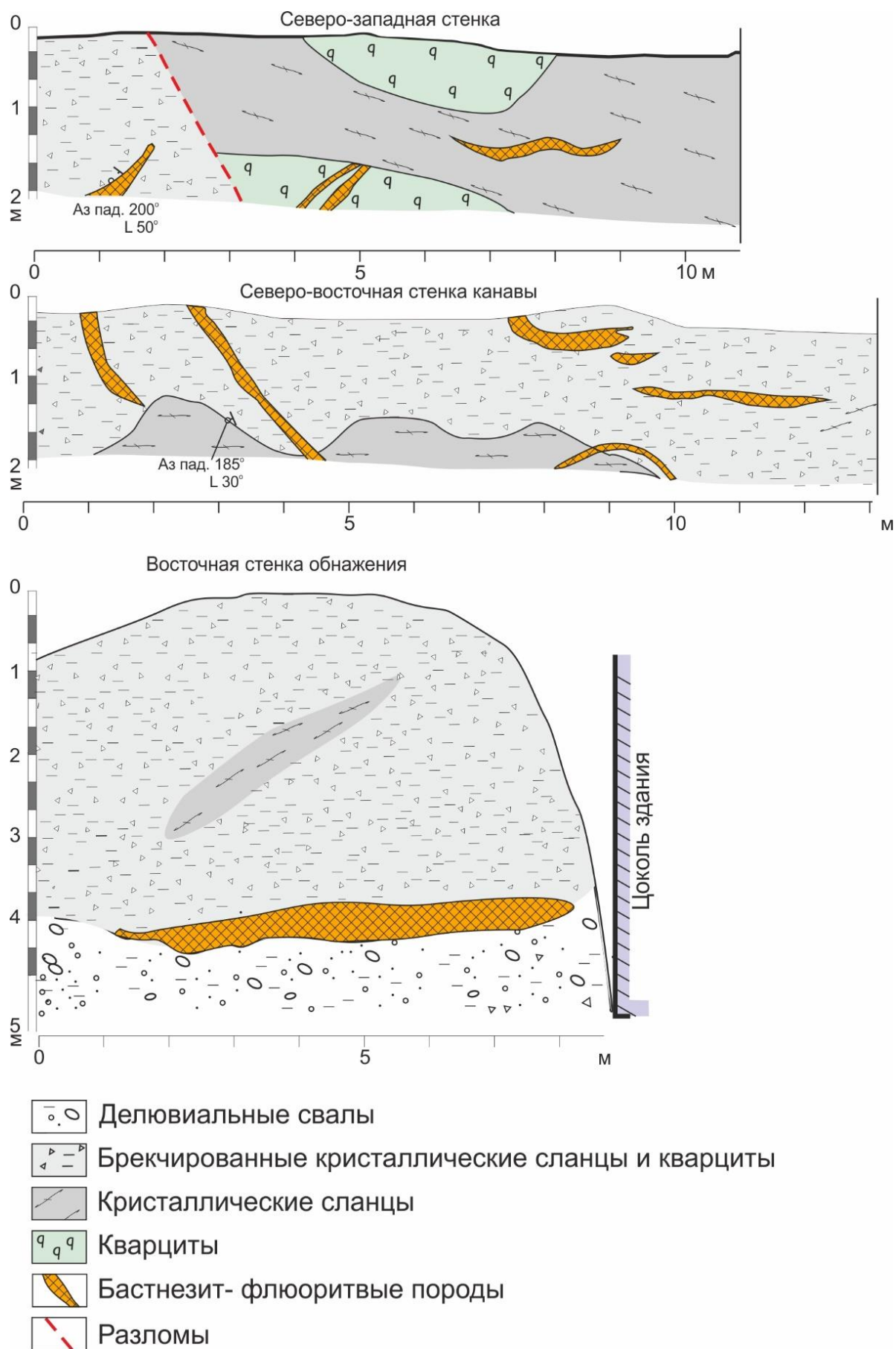


Рисунок 12. Схема обнажения пород проявления Улан-Удэнское [Рипп и др., 2019].

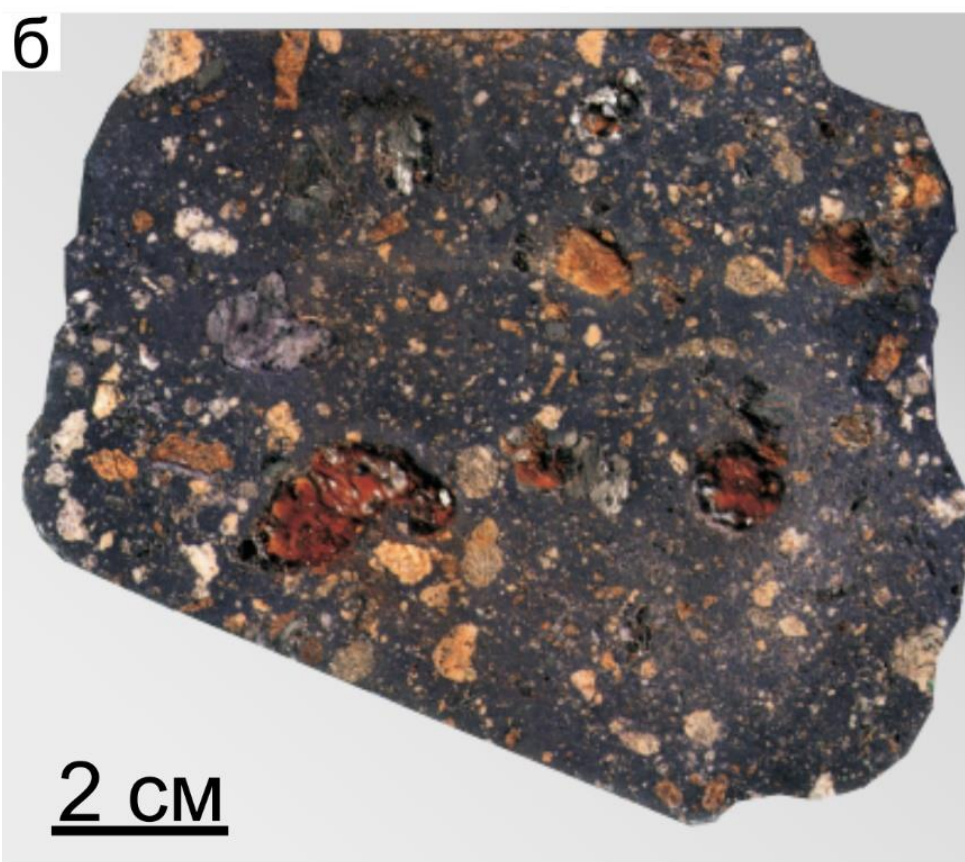


Рисунок 13. Фото образцов флюоритсодержащих пород проявления Улан-Удэнское.

Минерализованные брекчии занимают участки до нескольких квадратных метров, с проявленной по периметру флогопитизацией и бастнезит-флюоритовыми прожилками. Они характеризуются полосчатой структурой, обусловленной ориентированными чешуйками флогопита и таблитчатыми зернами бастнезита. В брекчиях отмечается большое количество ксенолитов вмещающих пород (до 15 см) с четкими границами и без значимых следов гидротермальных изменений (рис. 14).

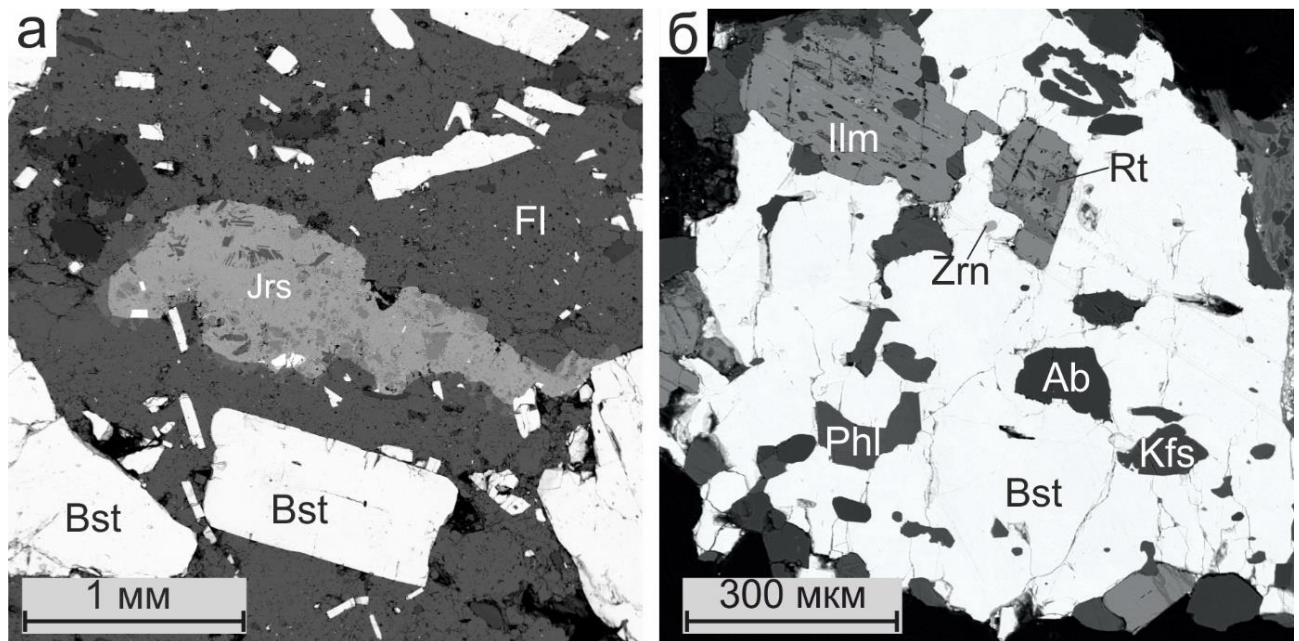


Рисунок 14. Микрофотографии пород Улан-Удэнского проявления. Fl – флюорит, Bst – бастнезит, Jrs – ярозит, Ilm – ильменит, Zrn – циркон, Rt – рутил, Ab – альбит, Kfs – калиевый полевой шпат, Phl – флогопит.

Жилообразные тела по протяженности достигают 10 м, а по мощности – 0,5 м. На контактах жил развита зона флогопитизации. Тонкие прожилки и линзы мелкочешуйчатого флогопита прослеживаются на расстоянии до нескольких метров от бастнезит-флюоритовых тел.

Кальцитовые и альбит-кальцитовые породы пространственно совмещены с бастнезит-флюоритовыми. Это мелкозернистые породы, главными минералами которых являются кальцит, альбит, бастнезит и монацит (рис. 14б).

Второстепенными минералами являются апатит, рутил, мусковит, флюорит [Платов и др., 2000; Рипп и др., 2019].

Флюорит первой (ранней) генерации Улан-Удэнского проявления образует вкрапления размером до 0,5-1,5 см и зерна (от 0,2 до 1,5 мм) в карбонатитовой матрице. Бастнезит, флогопит и полевые шпаты являются ассоциирующими минералами. Внешняя зона (<1 мм) раннего флюорита Улан-Удэнского проявления имеет темно-фиолетовый (до черного) цвет, вероятно, из-за радиоактивного облучения.

Основная масса флюорита проявления Улан-Удэнское относится ко второй (поздней) генерации и представлена зернами изометричной или неправильной морфологии размерами до 3 мм. Для минерала характерен насыщенно фиолетовый цвет. Поздний флюорит находится в минеральной ассоциации с бастнезитом-Се, монацитом-Се и флогопитом.

Глава 3. Геохимические особенности и типы флюоритовой минерализации, связанной с щелочным магматизмом

Анализ содержания редкоземельных и высокозарядных элементов, стронция во флюорите может дать представление о физико-химических условиях в процессе минералообразования, таких как источник элементов, особенности химического состава и миграции флюида [Möller and Morteani, 1983; Möller et al., 1998; Gagnon et al., 2003; Smith and Henderson, 2004]. В том числе, состав и количественное содержание РЗЭ во флюорите позволяет выявить приуроченность флюоритовой минерализации к определенному генетическому типу пород и конкретному минералообразующему процессу.

3.1. Комплекс Мушугай-Худук

Проводился анализ зерен флюорита из трех ранее выделенных типов флюоритсодержащих пород (рис. 15) комплекса [Redina et al., 2020]. Можно отметить, что содержания РЗЭ варьируются в пределах каждого типа породы, что может объясняться неоднородностью состава некоторых кристаллов флюорита: с помощью катодOLUMИнесценции можно различить темные и светлые области, которые располагаются случайным образом или формируют осцилляторную зональность (рис. 16).

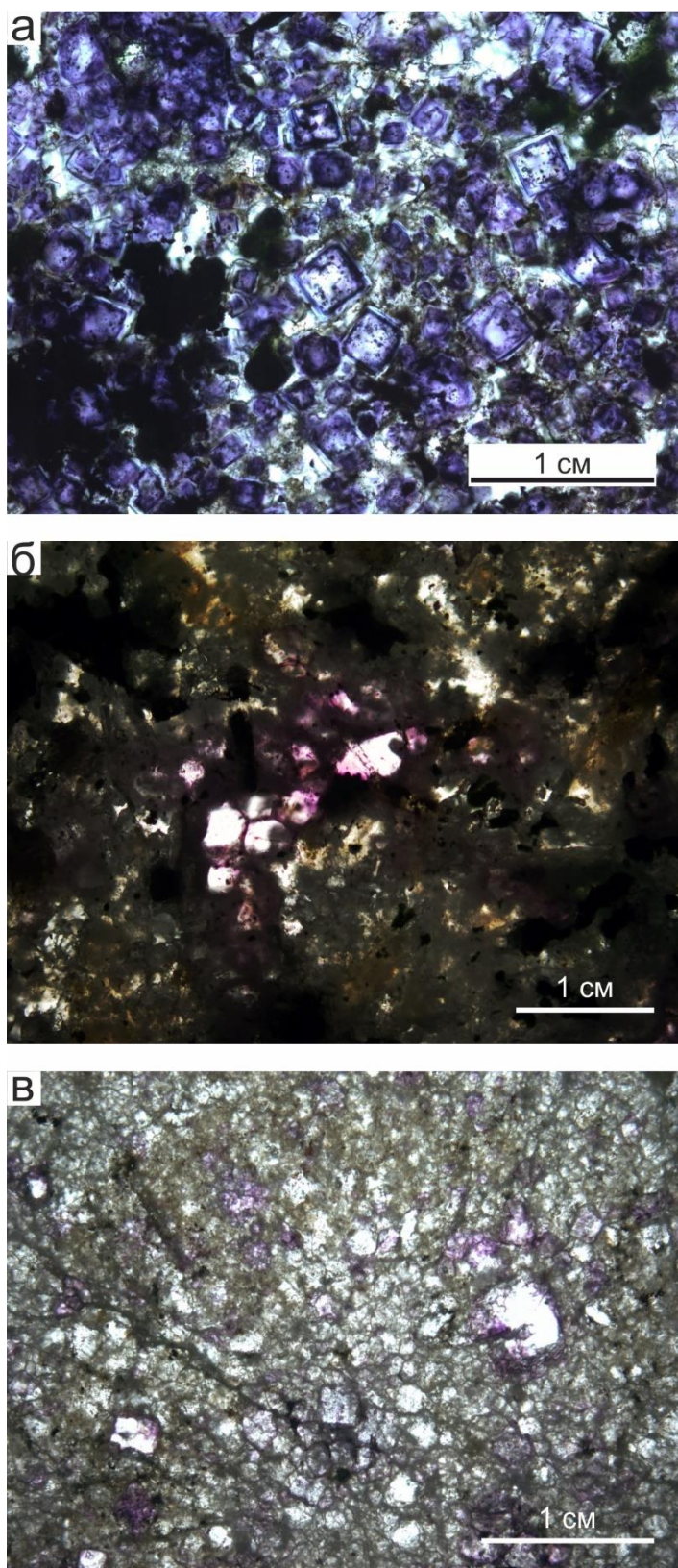


Рисунок 15. Микрофотографии флюоритсодержащих пород комплекса Мушугай-Худук. а – кварц-флюоритовые породы, б – флюорит-апатит-целестиновые породы, в – флюорит-кальцитовые породы.

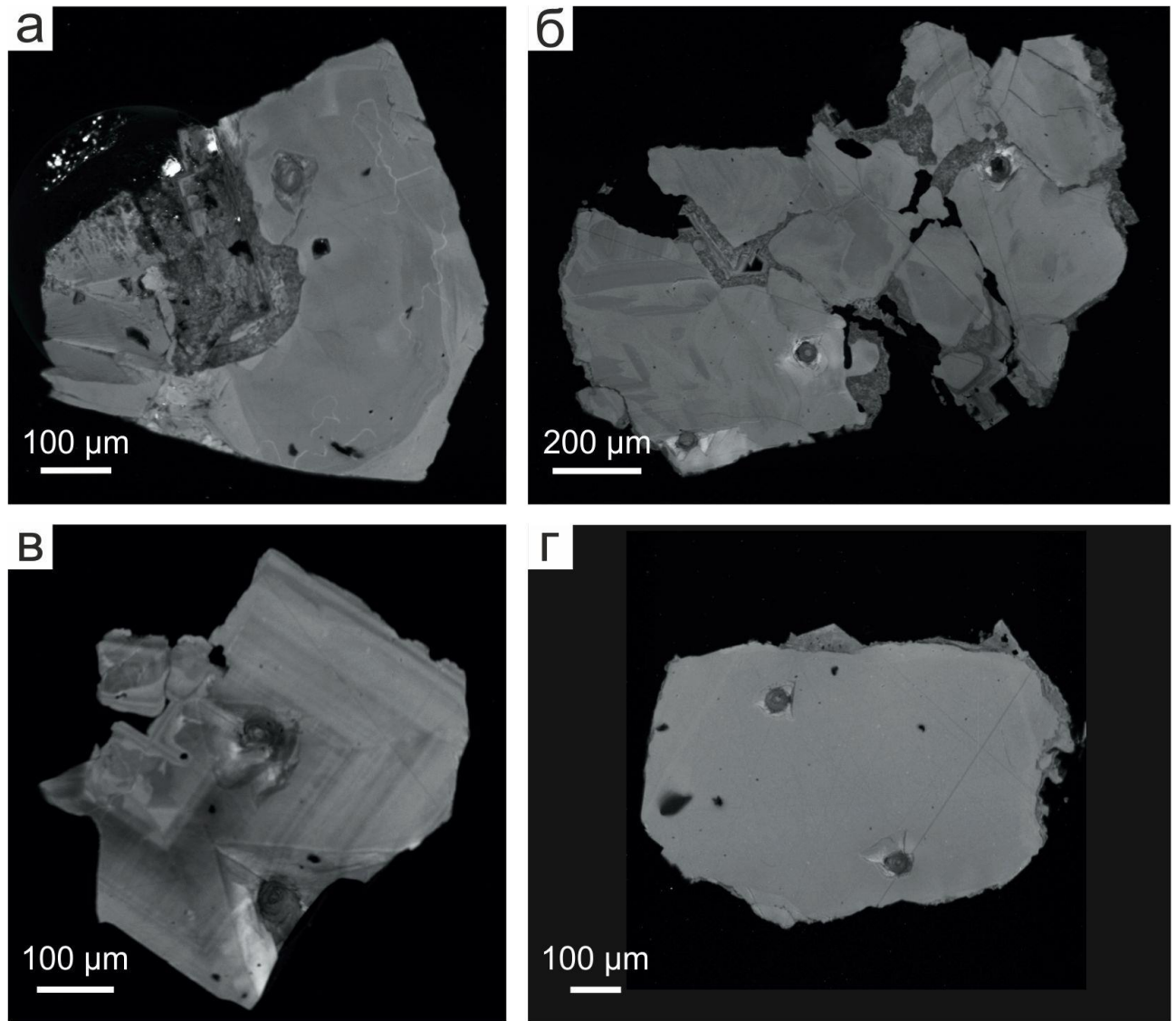


Рисунок 16. Католюминесцентные изображения флюорита комплекса Мушугай-Худук: а, б – кристаллы с пятнистой зональностью (флюорит-апатит-целестиновые породы), в – кристалл с осцилляторной зональностью (кварц-флюоритовые породы), г – однородное зерно (флюорит-кальцитовые породы).

Флюорит из кварц-флюоритовых пород наблюдается в виде идиоморфных кристаллов кубического габитуса, часто со следами перекристаллизации, размерами 0,5-1 мм. Для него характерен насыщенный фиолетовый, иногда почти черный, цвет. Флюорит из кварц-флюоритовых пород отличается наиболее высокими концентрациями РЗЭ среди флюоритов комплекса Мушугай-Худук (общее содержание РЗЭ в диапазоне 10500-144300 г/т, Таблица 1). Минерал

характеризуется неоднородностью содержаний легких РЗЭ ($(La/Yb)_n = 56-960$), умеренными отрицательными аномалиями Eu ($0,6-0,8$) и выраженными положительными Y аномалиями ($1,2-2,7$) (рис. 17). Содержания высокозарядных элементов (Zr+Nb+Ta) в данном типе флюорита также наибольшие среди полученных значений для минерала из пород комплекса Мушугай-Худук и составляет 2-120 г/т. Примесь стронция в минерале 660-2680 г/т.

Флюорит из флюорит-апатит-целестиновых пород наблюдается в виде идиоморфных кристаллов ($\sim 0,5$ мм), часто с оплавленными краями. Цвет – фиолетовый с варьирующей насыщенностью. Для флюорита из флюорит-апатит-целестиновых пород свойственна конфигурация графиков РЗЭ, нормированных на хондрит, с крутым отрицательным наклоном (рис. 17), с вариациями отношения $(La/Yb)_n$ от 18 до 200. Суммарные концентрации РЗЭ во флюорите этого типа пород составляет 200-5900 г/т (Таблица 2). Eu аномалии практически отсутствуют или слабо положительные, $(Eu/Eu^*)_n$ от 0,9 до 1,2. Y аномалии явные и варьируют $(Y/Y^*)_n$ от 1,6 до 3,9. Содержание высокозарядных элементов 1-10 г/т, а стронция – 460-4270 г/т.

Флюорит из флюорит-кальцитовых жил отличается лиловым цветом и является самым светлоокрашенным из всех типов флюоритовой минерализации комплекса Мушугай-Худук. В данных породах флюорит наблюдаются в виде идиоморфных кристаллов. Флюорит из флюорит-кальцитовых жил характеризуется относительно низкими концентрациями РЗЭ от 22 до 1100 г/т (Таблица 3). Стоит отметить разнообразный характер распределения РЗЭ, что видно из значений $(La/Yb)_n = 0,6-59$ и Рисунка 17, на котором часть спектров имеет выраженный отрицательный наклон, а другая – субгоризонтальную ориентировку. В таком типе флюорита встречаются умеренные как отрицательные, так и положительные Eu аномалии ($(Eu/Eu^*)_n = 0,6-1,6$). Y аномалии также отличаются неоднородностью $(Y/Y^*)_n$ от 0,8 до 6,1. Концентрации HFSE и Sr во флюорите из флюорит-кальцитовых пород ниже, чем в других типах флюорита, и равны 0-2 г/т и 110-1380 г/т, соответственно.

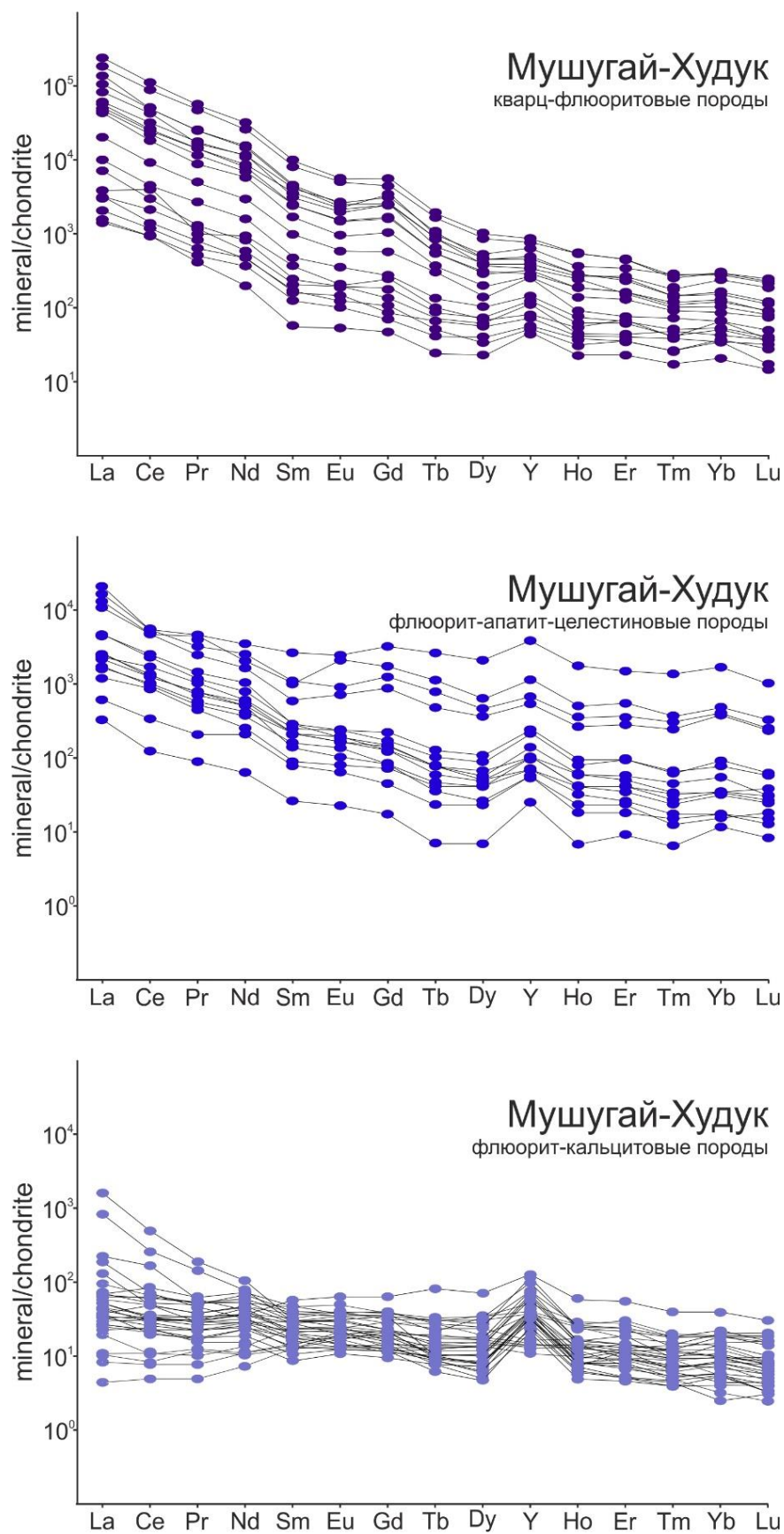


Рисунок 17. Нормированные на хондрит [McDonough and Sun, 1995] редкоземельные спектры флюоритов комплекса Мушуйгай-Худук.

Таблица 1. Редкоэлементные характеристики флюоритов кварц-флюоритовых пород комплекса Мушуйгай-Худук.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
La	14000	11800	850	10400	24800	43200	4600	57000	10900	33000	19200	4030	5700	4900	2520
Ce	18500	14300	2200	12800	28200	52000	5200	65000	10500	28400	25000	3180	4100	3260	2900
Pr	1630	1300	89,00	1080	2310	4590	440	5200	810	2310	1530	455	620	322	249
Nd	5000	3800	400	3360	6800	11500	1270	14000	2550	6500	5200	1580	1120	1210	760
Sm	550	490	48	331	620	1110	132	1330	227	590	420	390	156	169	91
Eu	143	118	10,7	81	138	275	31,20	301	50	123	104	150	170	56	42
Gd	600	480	45	320	496	870	108	1080	200	670	480	800	440	269	530
Tb	35,9	30	3,4	19,9	30,9	56,7	10,5	67	12,6	32	23	128	47	31,7	20,4
Dy	101	81	14,9	68	102	194	32	222	43	114	86	522	137	116	98
Ho	15,2	13,1	2,15	9,9	15,2	28,6	4,77	29,2	7,4	19,3	14	107	25,8	21,3	16,7
Er	37,2	23,3	5,9	24,5	37,9	69	11,1	72	19,20	51	40	259	81	62,3	49,2
Tm	3,9	2,62	0,99	3,06	3,77	7,40	1,87	6,7	2,37	7,2	4,7	41,3	9,1	9,3	7,5
Yb	22,5	15,5	5,1	18	24,5	44,3	9,6	42	12,8	40,3	36	291	72	69	66
Lu	3	2,08	0,82	2,3	3,19	6,05	1,28	6,5	1,91	5,7	4,9	30	7,6	7,90	7,5
Y	620	520	180	387	760	1220	420	1340	420	1010	730	6000	1910	1100	890
Sr	1150	800	660	1290	1050	1120	800	2060	690	1920	1060	990	1610	850	2680
Zr+Nb+Ta	3,26	5,32	6,17	3,95	29,22	24,65	21,23	36,70	19,49	58,48	21,3	128	21,07	2,32	5,32
ΣREE	40642	32456	3676	28518	63581	113951	11852	144356	25336	71863	52143	11963	12686	10504	7357
La/Yb	441	539	118	409	717	691	339	961	603	580	378	10	56	50	27
Eu/Eu*	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7	0,8	0,8	0,7	0,7	0,6	0,7	0,8	1,9	0,8	0,6
Y/Y*	1,2	1,2	2,5	1,2	1,5	1,3	2,7	1,3	1,8	1,7	1,6	2,0	2,5	1,7	1,7

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Таблица 2. Редкоэлементные характеристики флюоритов флюорит-апатит-целестиновых пород комплекса Мушуйгай-Худук.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	2250	330	700	310	450	790	1630	436	1160	640	150	77
Ce	2500	500	1180	520	660	780	1670	597	1660	810	208	76
Pr	240	45	105	36	57	72	116	50,7	148	69	21,2	9,4
Nd	680	155	248	82	201	194	340	169	460	230	90	29,9
Sm	64	16,1	27,4	7,1	20,7	21,9	32	24	43	22	11	3,66
Eu	18,9	5,3	10,3	2,75	7,7	6,5	10,4	8,2	11,4	6,2	3,82	1,25
Gd	50	12,4	24,2	8,4	15,5	19,2	34	17,1	29,3	16,3	9,1	3,62
Tb	4,6	1,39	2,46	0,81	2,27	1,72	3,1	1,71	2,87	1,26	0,89	0,28
Dy	22,5	8,6	13	4,96	12	7,1	16,1	9,4	11,6	6,1	5,5	1,58
Ho	3,87	1,6	2,84	1,18	2,31	1,95	3,23	1,77	2,24	1,28	1,02	0,39
Er	9,6	5,1	10,1	3,34	6,3	5,2	9,2	4,22	5,4	3,65	2,71	1,49
Tm	1,31	0,67	1,06	0,44	1,26	0,67	1,05	0,46	0,65	0,37	0,41	0,17
Yb	7,8	5,5	9,1	2,7	6,2	4,9	7,5	2,67	5	2,73	2,84	1,82
Lu	1,03	0,77	0,97	0,42	0,94	0,41	0,93	0,36	0,72	0,53	0,5	0,26
Y	242	135	250	102	219	153	286	107	107	89	95	39,7
Sr	1000	490	540	562	680	795	660	4270	2510	500	1810	458
Zr+Nb+Ta	10,48	4,4	1,8	4,06	1,66	2,53	6,31	1,64	1,05	0,73	0,18	0,38
ΣREE	5854	1087	2334	980	1443	1906	3874	1323	3540	1809	507	207
La/Yb	204	43	54	81	51	114	154	116	164	166	37	30
Eu/Eu*	1,0	1,1	1,2	1,1	1,3	0,9	0,9	1,2	1,0	1,0	1,1	1,0
Y/Y*	2,0	2,8	3,2	3,3	3,2	3,2	3,1	2,0	1,6	2,5	3,1	3,9

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Таблица 3. Редкоэлементные характеристики флюоритов флюорит-кальцитовых пород комплекса Мушуйгай-Худук.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
La	120	67	17,1	7,2	32	5,48	8,2	10,9	8,4	12,3	8,5	6,5	12,7	12,6	16,8	17,2	9,1
Ce	340	112	52	19,1	29,9	14,7	18	17,4	12,3	20,5	17,8	13,9	20,5	20,8	37,6	32,3	28,1
Pr	38	33	6,3	2,99	2,91	1,55	2,31	2,27	1,68	3,41	2,3	1,78	3,1	3,01	5,31	5,02	3,8
Nd	320	189	34,7	17,6	13,2	7,3	13,4	11,5	8,9	17,2	11,4	10,7	17,5	21	28,2	32,3	22,5
Sm	86	71	7,2	8,7	2,62	1,29	3,16	3,05	1,52	3,55	2,1	3,03	4,2	3,27	6,1	5,9	4,8
Eu	62	39,5	2,25	3,87	0,88	0,65	1,02	1,22	0,74	1,4	0,74	1,02	1,78	1,19	2,31	2,31	1,48
Gd	74	75	7,2	14,1	2,61	1,99	3,26	3,01	н.о.	3,86	2,47	3,83	5	4,58	8,5	7,3	4,8
Tb	7,5	7,5	1,25	3,32	0,35	0,31	0,47	0,36	0,21	0,42	0,26	0,56	0,7	0,68	1,05	0,87	0,62
Dy	30	27	6,9	18	1,48	1,24	1,92	2,01	1,14	2,9	1,16	3,52	4,17	3,84	6,2	8,4	3,91
Ho	4,7	3,94	1,6	3,52	0,38	0,29	0,58	0,39	0,28	0,48	0,39	0,86	0,84	0,91	1,42	1,58	0,87
Er	8,3	6,5	4,1	9,6	0,83	0,7	1,57	1,23	0,78	1,63	0,88	2,58	2,27	2,46	4,11	4,1	3,2
Tm	0,6	0,34	0,4	1,2	0,12	0,16	0,21	0,18	0,13	0,23	0,12	0,34	0,28	0,36	0,55	0,54	0,27
Yb	2,6	1,15	2,58	6,8	0,68	0,59	1,37	0,74	0,42	1,18	0,9	1,65	1,83	1,66	3,81	3,21	2,33
Lu	0,17	0,14	0,47	0,92	0,12	0,12	0,18	0,13	0,09	0,14	0,15	0,25	0,33	0,23	0,5	0,42	0,3
Y	136	205	122	221	37,8	33,1	65	45,7	26,90	58,3	39,4	136	121	118	186	160	103
Sr	530	660	1380	660	873	890	640	720	860	850	680	666	690	630	780	770	920
Zr+Nb+Ta	0,33	0,22	0,18	0,08	0,24	0,37	н.о.	0,14	0,01	0,13	0,01	0,05	0,6	0,01	0,18	0,15	н.о.
ΣREE	1094	633	144	117	88,07	36,37	55,65	54,40	36,59	69,19	49,16	50,51	75,20	76,58	122,46	121,45	86,09
La/Yb	33	41	4,7	0,8	33	6,6	4,2	10	14	7,4	6,7	2,8	4,9	5,4	3,1	3,8	2,8
Eu/Eu*	2,3	1,6	0,9	1,0	1,0	1,2	0,9	1,2	3,9	1,1	1,0	0,9	1,1	0,9	0,9	1,0	0,9
Y/Y*	0,9	1,6	2,9	2,2	3,9	4,3	4,8	4,0	3,7	3,9	4,6	6,1	5,0	4,9	4,9	3,4	4,4

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$. н.о. – ниже предела обнаружения.

Продолжение Таблицы 3.

	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34
La	8	7,3	46	55	10,3	8,2	10,1	1,99	2,44	10,5	14,2	6,1	4,7	6,5	1,03	23	2,59
Ce	20,3	12,3	44	104	19,3	15,9	17,5	4,7	5,1	22,3	30,3	13,3	6,5	12,7	2,99	41	6,7
Pr	2,89	1,59	4,7	5,9	2,64	2,3	2,35	0,77	1,19	3,37	3,83	2,23	1,26	1,73	0,49	5,4	1
Nd	14,8	8,1	15,2	19,9	14	12,6	12,2	5,31	5,2	16,9	21,1	12,3	4,9	10,9	3,46	24,8	6,4
Sm	3,07	1,45	2,51	3	1,91	3,06	2,44	2,23	1,97	4,9	5,6	4,5	2,2	3,33	1,99	7	3,6
Eu	1,36	0,68	0,99	0,81	1	1,28	0,78	1,15	1,28	2,11	2,4	2,32	1,06	1,54	0,98	2,99	1,4
Gd	4,44	2,54	2,65	4,6	2,36	3,35	2,89	3,96	4,8	6,6	5,9	7,8	2,99	6,1	2,73	8,1	6
Tb	0,52	0,35	0,39	0,35	0,39	0,43	0,31	0,77	0,6	1,32	0,95	1,24	0,57	1,19	0,52	1,11	1,13
Dy	3,42	1,6	1,82	2,1	1,77	2,64	1,95	4,16	4,52	7,9	5,96	8,8	3,28	7,9	3,78	4,8	9
Ho	0,85	0,32	0,47	0,34	0,43	0,59	0,36	0,79	0,84	1,58	1,03	1,75	0,57	1,69	0,73	0,77	1,49
Er	1,99	н.о.	1,14	0,78	0,88	1,61	1,09	1,88	1,96	4,9	2,44	4,7	1,49	3,7	1,63	1,24	3,01
Tm	0,3	0,16	0,16	0,09	0,12	0,19	0,12	0,26	0,28	0,6	0,33	0,59	0,26	0,46	0,17	0,15	0,37
Yb	1,63	0,73	0,82	0,66	0,6	1,45	0,82	1,69	1,61	3,1	2,08	3,2	0,93	2,35	1,28	0,54	2,08
Lu	0,2	0,12	0,12	0,15	0,16	0,23	0,1	0,2	0,29	0,48	0,26	0,56	0,17	0,24	0,14	0,07	0,25
Y	92	35,4	36	55	39	67	45,9	20,4	22,1	59	25,3	81	16,9	82	20,7	54	64
Sr	640	730	651	700	1050	700	812	169	221	150	160	144	260	124	106	1300	185
Zr+Nb+Ta	0,05	0,03	0,77	0,26	0,11	0,1	н.о.	0,55	1,4	0,04	0,03	0,02	0,56	0,87	0,25	0,03	0,05
ΣREE	63,77	37,23	120,97	197,68	55,86	53,83	53,01	29,86	32,08	86,56	96,37	69,39	30,88	60,33	21,92	120,97	45,02
La/Yb	3,5	7,1	40	59	12	4,0	8,7	0,8	1,1	2,4	4,8	1,4	3,6	2,0	0,6	30	0,9
Eu/Eu*	1,1	1,0	1,1	0,6	1,4	1,2	0,9	1,1	1,2	1,1	1,2	1,2	1,2	1,0	1,2	1,2	0,9
Y/Y*	4,2	3,9	3,0	5,1	3,5	4,2	4,3	0,9	0,9	1,3	0,8	1,6	1,0	1,8	1,0	2,2	1,4

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$. н.о. – ниже предела обнаружения.

Диаграмма Tb/Ca vs Tb/La (рис. 18, Möller et al., 1976) основана на принципе фракционирования редкоземельных элементов в процессе кристаллизации или перекристаллизации флюорита. Она используется для разделения флюорита на генетические типы. Как видно из Рисунка 18, флюоритовая минерализация комплекса Мушугай-Худук характеризуется многоэтапным формированием. Флюориты из кварц-флюоритовых и флюорит-апатит-целестиновых пород находятся в поле позднемагматического флюорита, тогда как флюориты из флюорит-кальцитовых пород находятся в области гидротермального флюорита.

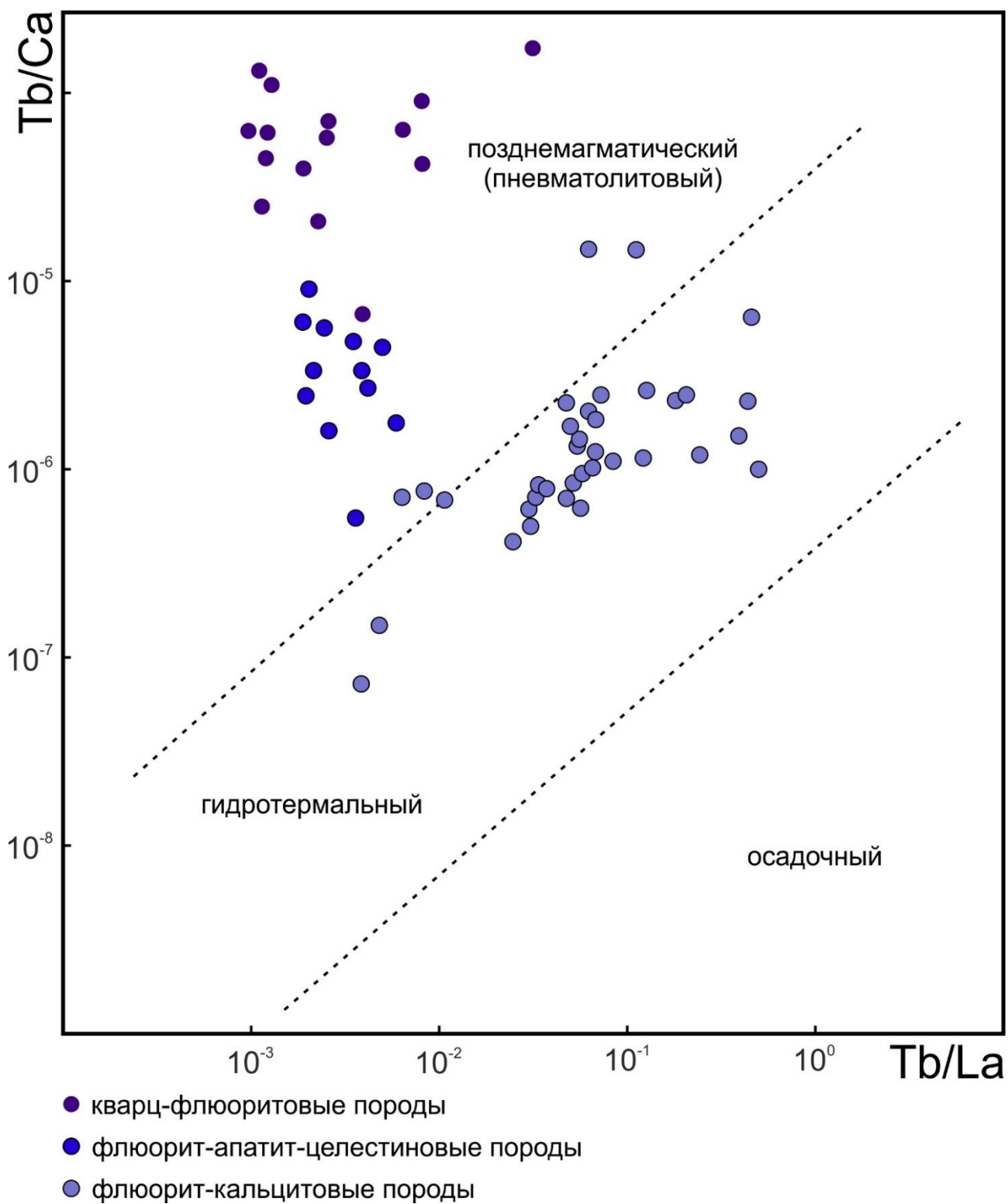


Рисунок 18. Диаграмма Tb/Ca vs Tb/La [Möller et al., 1976] для флюоритов комплекса Мушугай Худук [Redina et al., 2020].

Для флюоритов комплекса Мушугай-Худук прослеживается постепенная эволюция от кварц-флюоритовых пород через флюорит-апатит-целестиновые до флюорит-кальцитовых пород. Такие особенности как максимальная концентрация РЗЭ, наибольшая степень концентрации легких РЗЭ характеризуют флюориты наиболее ранних из рассматриваемых пород комплекса – кварц-флюоритовых. Подобные черты могут говорить об образовании пород из сильно фракционированного субстрата. Занимающие “промежуточное” положение в ряду флюоритсодержащих пород комплекса Мушугай-Худук, флюорит-апатит-целестиновые породы обладают более низкими содержаниями РЗЭ при явном преобладании легких РЗЭ над тяжелыми и более выраженной положительной Y аномалией. Наиболее поздние в серии флюоритсодержащих пород комплекса Мушугай-Худук характеризуются минимальными $(La/Yb)_n$ отношениями и хорошо выраженной Y аномалией. Ее четкое проявление свидетельствует о формировании флюорит-апатит-целестиновых и флюорит-кальцитовых пород в ходе гидротермального процесса, так как комплекс YF^+ более стабилен в условиях гидротерм, чем $REEF^+$ [Xu et al., 2012]. Для более поздних флюоритов (из флюорит-апатит-целестиновых и флюорит-кальцитовых пород) можно отметить, что содержания высокочarged элементов ниже предела обнаружения. Также для них характерны слабые положительные Eu аномалии. Смена слабой отрицательной Eu аномалии на слабую положительную в процессе развития магматическо-гидротермальной системы (от кварц-флюоритовых пород к флюорит-апатит-целестиновым и флюорит-кальцитовым) можно связать с повышением активности кислорода. Это приводит к тому, что Eu^{2+} переходит в Eu^{3+} , который может легко заменять кальций во флюорите. Способствовать смене окислительно-восстановительных условий может меньшая глубина формирования пород и снижение температуры флюида [Schönenberger et al., 2008; Deng et al., 2014; Azizi et al., 2018]. Ранее отмечалось, что для поздних (эпитепирмальных) флюоритов, связанных с карбонатитовым магматизмом характерна слабая положительная Eu аномалия [Santos et al., 1996; Xu et al., 2012].

3.2. Проявление Аршан

Флюориты Аршанского проявления можно разделить на три группы по минеральным ассоциациям и микроэлементному составу (Таблица 4, рис. 19) [Redina et al., 2021]. Первая группа представлена флюоритами, которые сингенетичны карбонатитам и встречаются в виде вкраплений в кальцитовой матрице. Эти флюориты имеют относительно плоские нормированные на хондрит спектры РЗЭ ($(La/Yb)_n = 6-38$). Для них характерно обеднение легкими редкоземельными элементами, а также отсутствие Eu и Y явных аномалий. Пониженные концентрации легких РЗЭ могут быть вызваны близ- одновременной кристаллизацией бастнезита, который является основным концентратором легких РЗЭ. Флюориты этой группы характеризуются максимальными концентрациями стронция (1230-3590 г/т) среди флюоритов проявления Аршан. Общее содержание высокозарядных элементов составляет не более 0,5 г/т.

Вторую и третью группы составляют флюориты из прожилков и линз. Флюорит второй группы характеризуется нормированными на хондрит спектрами РЗЭ с крутым отрицательным наклоном ($(La/Yb)_n$ варьируются от 123 до 12692), слабой положительной Eu аномалией ($\sim 1,4$) и явной отрицательной аномалией Y ($\sim 0,7$) (рис. 19). Концентрации РЗЭ и стронция минимальные, из полученных для флюоритов проявления Аршан, и равны 40-310 г/т и 470-2100 г/т, соответственно (Таблица 5). Концентрация HFSE не превышает 1 г/т.

Флюорит третьей группы отличается умеренным отрицательным наклоном графиков РЗЭ, нормированных на хондрит, с $(La/Yb)_n = 29-1510$, слабой положительной Eu аномалией ($\sim 1,2$) и выраженной положительной Y аномалией ($\sim 2,8$) (Таблица 6, рис. 19). Концентрации стронция варьируют от 700 до 2520 г/т. Содержание HFSE ниже 2 г/т.

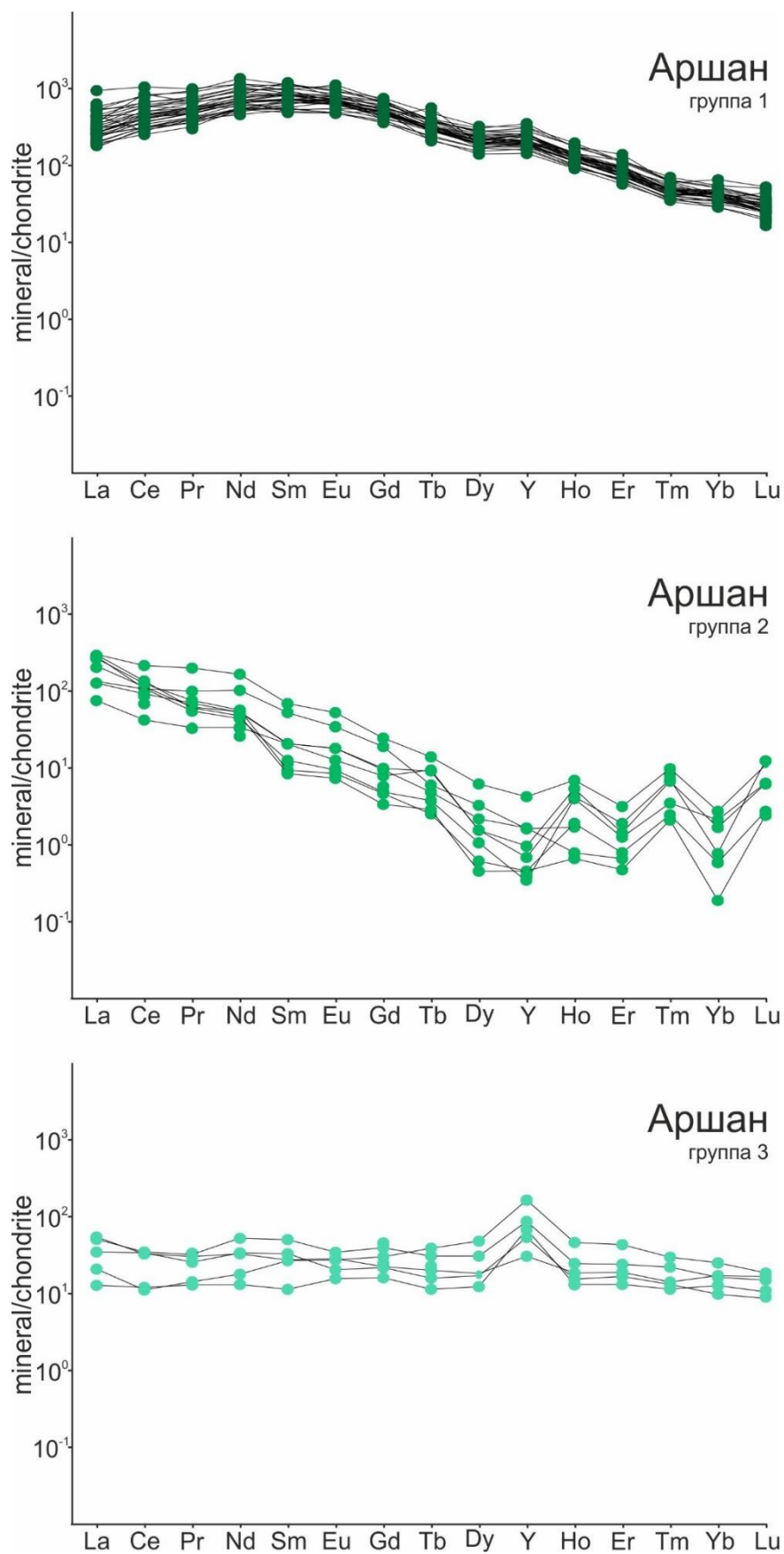


Рисунок 19. Нормированные на хондрит [McDonough and Sun, 1995] редкоземельные спектры флюоритов проявления Аршан.

Таблица 4. Редкоэлементные характеристики флюоритов первой группы проявления Аршан.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
La	44	103	85	56	67	61,2	38,6	57,4	50,4	68	225	124	41	71	44,7	52,3
Ce	147	164	510	183	239	248	178	183	257	305	640	500	168	267	187	214
Pr	30,5	38,1	66	40,9	53	45,8	35,2	38,9	46,5	54,1	99	89	35,2	51,6	34,2	46,1
Nd	248	209	460	288	270	300	250	258	303	352	540	540	244	319	227	304
Sm	78	77,3	144	83	98	107	105	80	103	135	142	161	98	121	92	108
Eu	32	32,3	67	40	37,5	39,5	36,7	28,2	40,1	40,9	39,9	61	36,3	43,7	44	41,3
Gd	83	107	146	82	95	98	92	72,8	99	116	117	135	90	128	85	99
Tb	22	10,9	14,7	11,8	11,3	11,3	11	9,3	12,5	14,6	12	14,2	12,8	15,5	10,7	11,5
Dy	45	44,5	66	40,8	45,8	51,1	45,5	39,6	47,4	68	48,5	60	49,5	73	45,2	56,9
Ho	7,5	7,61	9,9	6,6	6,27	7,6	6,7	5,39	6,8	8	6,38	8,3	7,06	9,7	6,26	7,03
Er	11,1	12,41	22	11,2	12,4	12,5	13,5	10,2	12,2	15,4	12	13,7	13,3	18,4	11,1	12,4
Tm	1,36	1,32	1,61	1,08	1,18	1,07	1,15	1	1,27	1,38	1,14	1,59	1,34	1,75	1,1	1,34
Yb	5,7	5,75	10,1	5,21	5,91	6,9	5,83	5,13	6,9	7,1	6	6	6,39	8,1	5,23	6,3
Lu	1,19	0,8	1,43	0,73	0,87	0,77	0,66	0,658	0,8	0,95	0,67	0,8	0,75	1,02	0,66	0,661
Y	312	284	460	255	326	378	355	283	301	370	284	347	380	530	268	304
Sr	1470	48200	3590	2090	2480	2580	1840	3470	2000	2300	1340	2660	1650	2020	1230	2130
Zr+Nb+Ta	0,49	0,38	0,53	0,06	0,07	0,10	0,04	0,05	0,06	0,31	0,17	0,09	0,15	0,08	0,10	0,12
La/Yb	8	18	8	11	11	9	7	11	7	10	38	21	6	9	9	8
ΣREE	756	814	1604	850	943	991	820	790	987	1186	1890	1715	804	1129	794	961
Eu/Eu*	1,2	1,1	1,4	1,4	1,1	1,1	1,1	1,1	1,2	1,0	0,9	1,2	1,1	1,0	1,5	1,2
Y/Y*	1,3	1,2	1,4	1,2	1,5	1,5	1,6	1,5	1,3	1,2	1,3	1,2	1,6	1,6	1,2	1,2

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Продолжение Таблицы 4.

	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
La	60,8	61,2	104	79	127	46	88,8	137	98	120,2	60,9	76,3	72,7	81	57,7	102
Ce	266	265	401	347	349	185	345	478	369	394	235	274	202	292	217	277
Pr	53,9	48,8	72,7	65,1	54,5	38,1	69,8	94	70	77,1	50,2	55	40,8	64	47	55,2
Nd	328	321	488	370	311	246	429	640	436	485	320	348	247	389	303	398
Sm	103,3	106,7	130	125	74	71,3	124,6	168	152	173	125,9	124,5	82	180	110,2	119
Eu	38,4	47	48,3	38	27,9	27,9	46,5	55	50,5	55,8	38,4	42,6	27,9	45,7	39,6	40,4
Gd	104,2	106	143	114	73,8	78,6	120,5	142	118	155	99	107,5	105	138	102	99,6
Tb	11,65	10,7	12,4	10,7	8,19	8,91	13,26	15,3	14,7	18,6	11,2	12,1	7,9	14,2	12,5	11,1
Dy	46	44,7	58	43,9	32,7	39,7	56,6	63,3	54	77,7	50,3	54,8	35,6	66,5	52,7	49,2
Ho	6,28	6,26	7,6	5,7	5,01	5,15	7,78	7,14	7,4	11,1	8,3	7,82	5,34	10,2	7,02	8,09
Er	10,95	11,5	14,8	9,5	8,8	10,4	13,17	14,8	15,1	17,9	13,8	13,72	10	17,2	14,5	18
Tm	1,25	1,11	1,29	0,9	0,94	0,96	1,16	1,27	1,25	1,72	1,34	1,22	1,01	1,68	1,47	1,92
Yb	5,91	6,72	7,4	4,31	4,8	5,52	6,33	6,2	5,6	7,8	6,9	6,46	4,32	6,44	6,4	8,4
Lu	0,76	0,91	1,01	0,55	0,64	0,66	0,94	0,85	0,68	1,01	0,77	0,721	0,51	0,93	0,63	1,36
Y	292	278	389	258	210	233	346	354	316	471	307	290	242	418	299	378
Sr	2170	2090	3120	2950	1350	1398	2860	3410	2970	3070	2220	2630	42000	2290	1760	2130
Zr+Nb+Ta	0,01	0,02	н о	0,02	0,02	0,00	0,01	н о	0,00	0,04	0,02	0,03	0,18	0,01	0,02	0,03
La/Yb	10	9	14	18	26	8	14	22	18	15	9	12	17	13	9	12
ΣREE	1037	1038	1490	1214	1078	764	1323	1823	1392	1596	1022	1125	842	1307	972	1189
Eu/Eu*	1,1	1,3	1,0	0,9	1,1	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	1,0	1,1	0,9	0,9	1,1	1,1
Y/Y*	1,3	1,3	1,4	1,3	1,3	1,3	1,3	1,3	1,2	1,3	1,2	1,1	1,4	1,3	1,2	1,5

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Таблица 5. Редкоэлементные характеристики флюоритов второй группы проявления Аршан.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
La	18,8	43	33,8	16,5	64,4	69	48	29,9	28,3	61	68
Ce	13,9	38	48,3	23	61	124	64	59,9	51,7	71	77
Pr	0,83	2,97	6,3	2,97	4,96	18,8	5,64	9,2	6,36	6,9	5,5
Nd	3,6	10,7	22,2	14,1	18,5	73	22,8	44,4	22,3	24,1	20,2
Sm	0,34	1,16	1,5	2,7	1,62	9,4	2,71	7,1	2,68	1,19	1,07
Eu	0,31	0,5	0,46	0,94	0,48	2,84	0,94	1,83	0,65	0,43	0,37
Gd	0,43	0,48	1,01	1,69	0,85	4,52	1,77	3,46	1,4	0,81	0,58
Tb	0,029	0,05	0,057	0,161	0,124	0,48	0,31	0,201	0,32	0,082	0,094
Dy	0,034	0,052	0,072	0,44	0,21	1,3	0,31	0,67	0,31	0,119	0,087
Ho	0,016	0,016	0,012	0,037	0,197	0,35	0,21	0,082	0,27	0,092	0,031
Er	н о	н о	0,023	0,087	0,17	0,44	0,26	н о	0,194	0,105	0,062
Tm	0,0031	0,015	0,0022	н о	0,086	0,251	0,179	0,0104	0,169	0,06	0,051
Yb	0,016	н о	0,0037	0,0013	0,29	0,38	0,103	0,078	0,23	0,077	0,024
Lu	0,0031	0,011	0,0017	0,0044	0,16	0,28	0,32	0,0061	0,156	0,067	0,059
Y	0,167	0,28	0,48	2,09	0,4	5,5	0,84	2,03	1,19	0,55	0,55
Sr	770	730	474	930	890	870	1070	2100	960	910	1010
Zr+Nb+Ta	0,10	0,14	0,00	0,04	0,55	0,94	1,12	н о	0,60	0,30	0,25
La/Yb	1175	н о	9135	12692	222	182	466	383	123	792	2833
Σ REE	38	97	114	63	153	305	148	157	115	166	173
Eu/Eu*	2,4	2,0	1,1	1,3	1,2	1,3	1,3	1,1	1,0	1,3	1,4
Y/Y*	0,6	0,8	1,3	1,3	0,2	0,6	0,3	0,7	0,3	0,4	0,8

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$; н о – ниже предела обнаружения.

Таблица 6. Редкоэлементные характеристики флюоритов третьей группы проявления Аршан.

	1	2	3	4	5	6	7	8
La	2,64	11	610	7,4	194	4,37	149	11,8
Ce	6,3	18,8	630	18,4	364	5,8	157	17,7
Pr	1,11	2,86	47	2,25	42	1,23	28,7	2,69
Nd	5,3	22,3	155	14,1	157	7,3	103	13,7
Sm	1,46	6,8	19,6	4,4	21,5	3,54	11,6	3,61
Eu	0,81	1,84	6,31	1,07	18,2	1,45	4,47	1,51
Gd	2,92	7,4	17,8	4	19,8	5,6	8,6	4,12
Tb	0,39	1,09	2,06	0,55	2,19	1,39	0,799	0,699
Dy	2,64	6,8	10,4	3,7	8,9	10,8	3,74	3,98
Ho	0,68	1,3	1,92	0,8	1,47	2,49	0,669	0,97
Er	1,92	3,59	4,54	2,46	3	6,6	1,7	2,8
Tm	0,293	0,58	0,65	0,34	0,46	0,79	0,21	0,366
Yb	1,86	2,4	3,74	1,42	1,64	3,76	1,63	2,53
Lu	0,27	0,39	0,535	0,22	0,35	0,485	0,23	0,43
Y	98	125	115	76	63	242	21,9	42,5
Sr	1040	1530	1930	1310	720	700	89000	2520
Zr+Nb+Ta	н о	0,01	1,18	0,15	0,10	1,65	0,08	н о
La/Yb	1	5	163	5	118	1	91	5
Σ REE	29	87	1510	61	835	56	471	67
Eu/Eu*	1,2	0,8	1,0	0,8	2,6	1,0	1,3	1,2
Y/Y*	5,7	3,3	2,0	3,4	1,4	3,6	1,1	1,7

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$; н о – ниже предела обнаружения.

Дискриминационная диаграмма Tb/Ca vs Tb/La (рис. 20, Möller et al., 1976) четко различает выделенные группы флюорита. Так, фигуративные точки флюоритов первой группы проявления Аршан попадают в позднемагматическое поле. В то время как фигуративные точки флюоритов второй и третьей группы располагаются вблизи границы п и гидротермального полей. Кроме того, можно отметить увеличение содержания РЗЭ и относительное выравнивание концентраций легких и тяжелых РЗЭ от флюоритов второй группы к третьей.

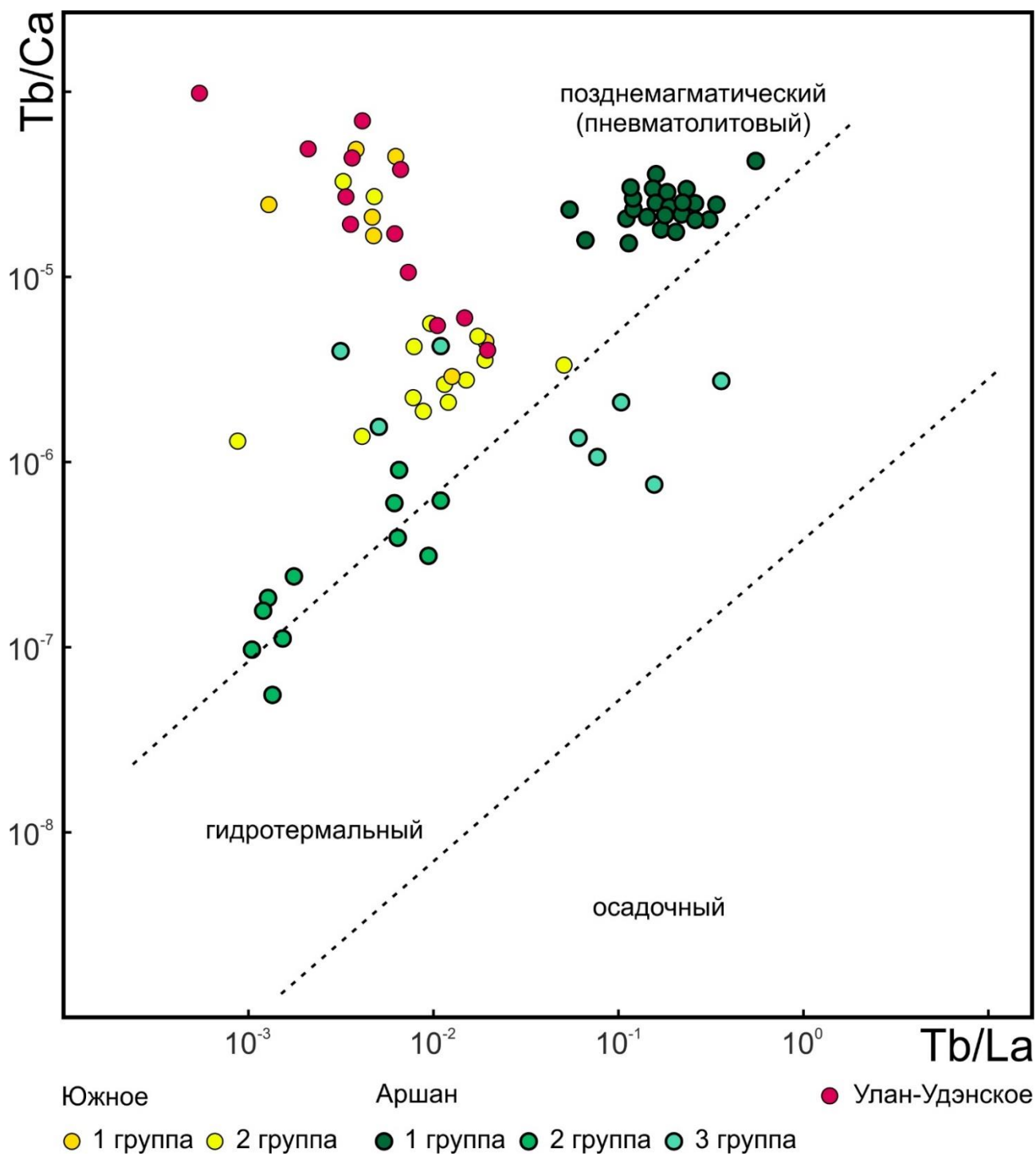


Рисунок 20. Диаграмма Tb/Ca vs Tb/La [Möller et al., 1976] для флюоритов Западно-Забайкальских проявлений [Redina et al., 2021].

Среди флюоритов проявления Аршан резко отличаются флюориты первой группы, которые формировались на позднемагматической стадии. Их специфическими особенностями являются максимальные содержания РЗЭ и стронция, а также преобладание средних РЗЭ над остальными. Последнее является не характерным для флюоритов, связанных с карбонатитовым магматизмом. Однако, в данном случае, стоит отметить синхронную кристаллизацию флюорита с бастнезитом, который концентрировал легкие РЗЭ. Флюориты из жил и линз проявления Аршан формировались последовательно на гидротермальной стадии развития рудно-магматической системы. В них от ранних к поздним (от флюоритов второй группы к флюоритам третьей) происходит снижение концентрации РЗЭ, особенно легких, и стронция, также очерчивается положительная Eu аномалия и иттриевая аномалия из слабо отрицательной становится четко выраженной положительной. Содержания высокозарядных элементов во всех рассматриваемых группах приближено к нулю.

3.3. Проявление Южное

По минеральным ассоциациям, цвету и микроэлементному составу флюориты были разделены на две группы (Таблица 7, рис. 21) [Redina et al., 2021]. Первый приурочен к участкам скопления бастнезита-Се и альбита в карбонатитах. Здесь флюорит образует бесцветные по краям и темно-пурпурные в центре октаэдрические кристаллы (размером 0,1-2 мм) и их скопления. Флюориты этой группы имеют нормированные на хондрит спектры РЗЭ с сильным отрицательным наклоном ($(La/Yb)_n = 86-3082$). У них нет аномалии Eu (~ 1) и небольшая отрицательная Y аномалия ($\sim 0,9$). Концентрации стронция аналогичны показателям второй и третьей групп флюоритов Аршана - 200-2350 г/т. Содержание HFSE широко варьируется от 0,1 до 300 г/т.

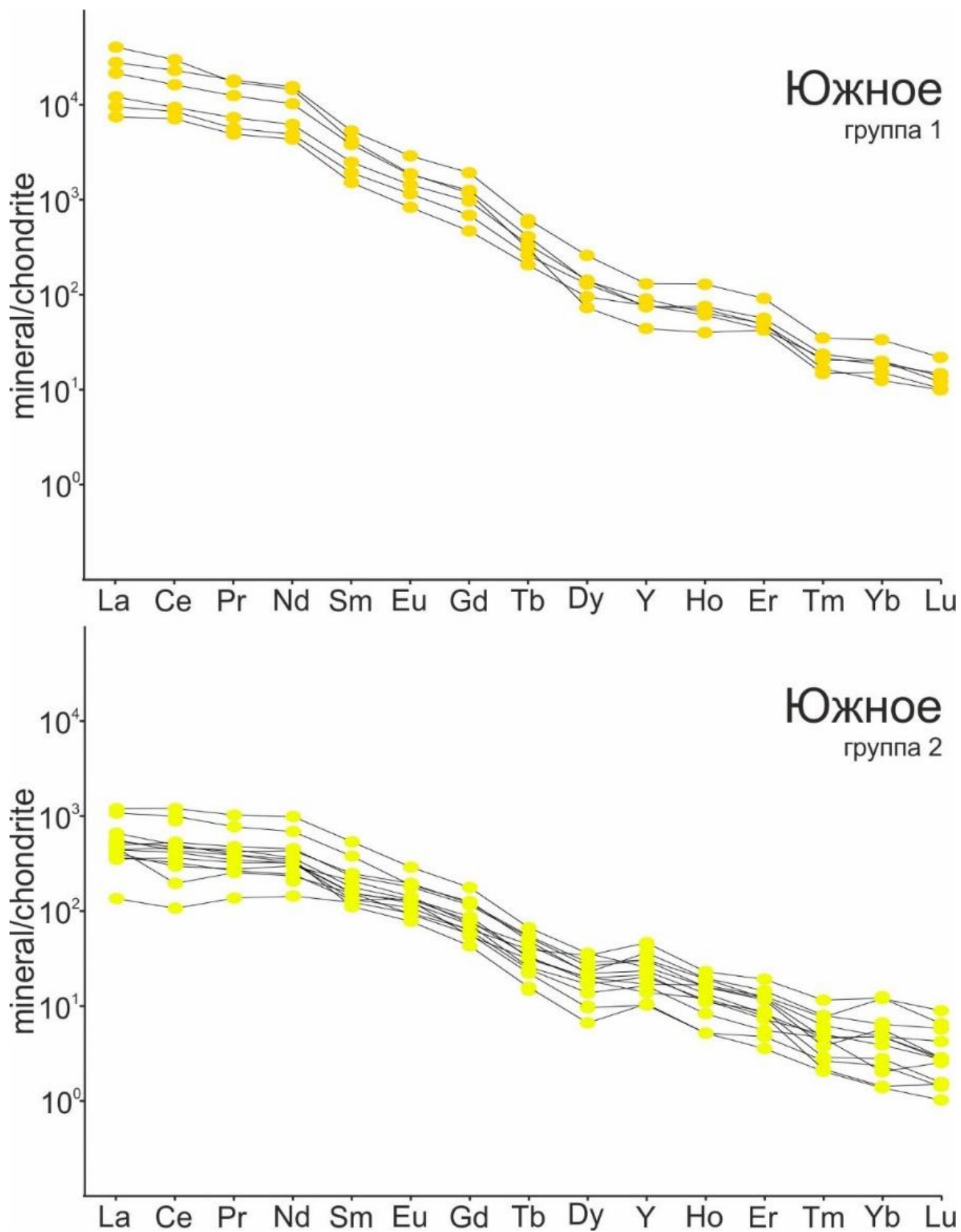


Рисунок 21. Нормированные на хондрит [McDonough and Sun, 1995] редкоземельные спектры флюоритов проявления Южное.

Таблица 7. Редкоэлементные характеристики флюоритов первой группы проявления Южное.

	1	2	3	4	5	6
La	2200	1730	9000	6250	122	111
Ce	5000	4200	17000	13200	334	293
Pr	550	480	1640	1720	49,3	46
Nd	2250	2000	6500	6910	221	177
Sm	289	229	620	776	36,7	28,2
Eu	70	51	113	172	11,4	8,5
Gd	148	102	248	404	26	18
Tb	10,9	8,7	12,8	25,5	2,31	1,47
Dy	34,6	25,6	19,8	68,1	7,3	5,2
Ho	4,6	3,99	2,64	8,27	1,07	0,82
Er	9,1	8,1	7,9	16,8	2,24	1,54
Tm	0,69	0,72	0,5	1,16	0,132	0,077
Yb	3,8	3,52	2,92	6,31	1,12	0,29
Lu	0,41	0,5	0,352	0,734	0,1	0,054
Y	129	131	76	219	52,5	24,6
Sr	1380	304	2350	531	197	282
Zr+Nb+Ta	3,94	1,02	302,84	1,89	0,11	0,19
La/Yb	579	491	3082	990	109	383
Σ REE	10571	8843	35168	29559	815	691
Eu/Eu*	1,0	1,0	0,9	0,9	1,1	1,1
Y/Y*	0,8	1,0	0,8	0,7	1,5	0,9

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Вторая группа флюоритов представлена зернами из флюорит-кальцитовый матрицы. Данный флюорит образует светло-пурпурные или сиреневые изометричные зерна и кубические кристаллы размером 0-3 мм. По сравнению с первой группой, вторая группа характеризуется более низкими концентрациями РЗЭ (250-21100 г/т) и Sr (70-1100 г/т), относительно умеренным отрицательным наклоном $(La/Yb)_n = 14-2024$, слабой положительной Eu аномалией ($\sim 1,1$) и четко выраженной положительной Y аномалией ($\sim 1,32$). Концентрации HFSE до 6 г/т (рис. 20, Таблица 8).

На диаграмме Tb/Ca vs Tb/La (рис. 20, Möller et al., 1976) флюориты обеих групп проявления Южное ложатся в поле позднемагматических образований. Из Рисунка 21 видно, что от первой ко второй группе идет снижение концентрации РЗЭ, особенно выраженное в области легких РЗЭ. В результате этого фигуративные точки флюоритов второй группы проявления Южное ложатся непосредственно у границы с полем гидротермальных флюоритов.

Флюориты проявления Южное по геохимическим характеристикам соответствуют позднемагматическим флюоритам. Однако флюориты первой и второй группы имеют достаточно отличительных черт. Снижение $(La/Yb)_n$, общего содержания РЗЭ, выделение слабой, отчетливой положительной Eu и Y аномалий, снижение содержания стронция и высокочarged элементов. Подобные изменения характерны для смены магматического процесса гидротермальным, с падением температуры и концентрации флюидов.

Таблица 8. Редкоземельные характеристики флюоритов второй группы проявления Южное.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
La	101	34,7	694	115,2	290	133	88	163	110	92	139	262	2780	4880
Ce	190	70	552	126	740	300	230	314	263	206	273	617	5500	9400
Pr	29	14,6	38,9	26,7	104	43,9	33,9	40,9	35,9	28	40,4	79	710	1190
Nd	147	72	102	116	472	211	158	170	157	120,5	160	332	2830	4620
Sm	33	19,9	9,1	24,4	83	39,2	21,3	17,9	24,7	21	24,9	59	370	562
Eu	9,1	6,12	3,93	8,2	18,2	12,4	6,98	5,05	5,97	8,6	7,8	11,9	87	110
Gd	16,8	14,7	7,74	12,5	39,4	27,1	14,2	9,9	13,1	19,8	16,4	28,3	206	266
Tb	1,94	1,73	0,66	1,38	2,91	2,39	1,09	0,71	0,99	1,43	1,14	2,12	14,1	17
Dy	6,3	9,4	2,84	5,6	9,9	8	3,88	1,91	2,73	5,56	4,78	6,17	38	37,1
Ho	1,32	1,54	0,55	1,12	1,08	1,3	0,57	0,36	0,36	0,75	0,787	0,92	4,9	4,2
Er	2,79	3,65	1,58	2,43	2,32	2,33	1,09	0,71	0,94	1,73	1,42	1,62	10,5	9,3
Tm	0,274	0,393	0,193	0,262	0,162	0,216	0,162	0,073	0,094	0,102	0,175	0,16	0,79	0,56
Yb	1,26	2,33	1,3	2,31	0,41	0,94	0,94	0,28	0,47	0,56	0,77	0,94	3,79	2,41
Lu	0,201	0,225	0,198	0,306	0,09	0,148	0,097	0,037	0,051	0,056	0,097	0,101	0,47	0,34
Y	63	80	19,9	29,9	44,6	53,5	28,8	18,8	18,3	37,4	35,5	41	127	153
Sr	71	97	60500	1071	341	324	180	332	304	337	388	216	435	348
Zr+Nb+Ta	0,30	0,70	6,35	1,71	0,08	0,06	0,58	0,15	0,25	н о	0,36	0,36	0,98	1,99
La/Yb	80	15	534	50	707	141	94	582	234	164	181	279	734	2025
ΣREE	540	251	1415	442	1763	782	560	725	615	506	671	1401	12556	21099
Eu/Eu*	1,1	1,1	1,4	1,4	0,9	1,1	1,2	1,1	1,0	1,2	1,1	0,9	0,9	0,8
Y/Y*	1,7	1,6	1,2	0,9	1,1	1,3	1,5	1,8	1,4	1,4	1,4	1,3	0,7	1,0

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

3.4. Проявление Улан-Удэнское

Для флюорита проявления Улан-Удэнское установлены концентрации РЗЭ от 400 до 264000 г/т (Таблица 9) [Redina et al., 2021]. Нормированные на хондрит спектры РЗЭ (рис. 22) характеризуются отрицательным наклоном, выполаживающимся в области тяжелых РЗЭ ($(La/Yb)_n = 17-3897$), отсутствием аномалии Eu ($\sim 1,1$) и положительной аномалией Y ($\sim 1,2$). Содержание Sr составляет 240-2010 г/т. Содержание HFSE варьируется от 0,1 до 26 г/т.

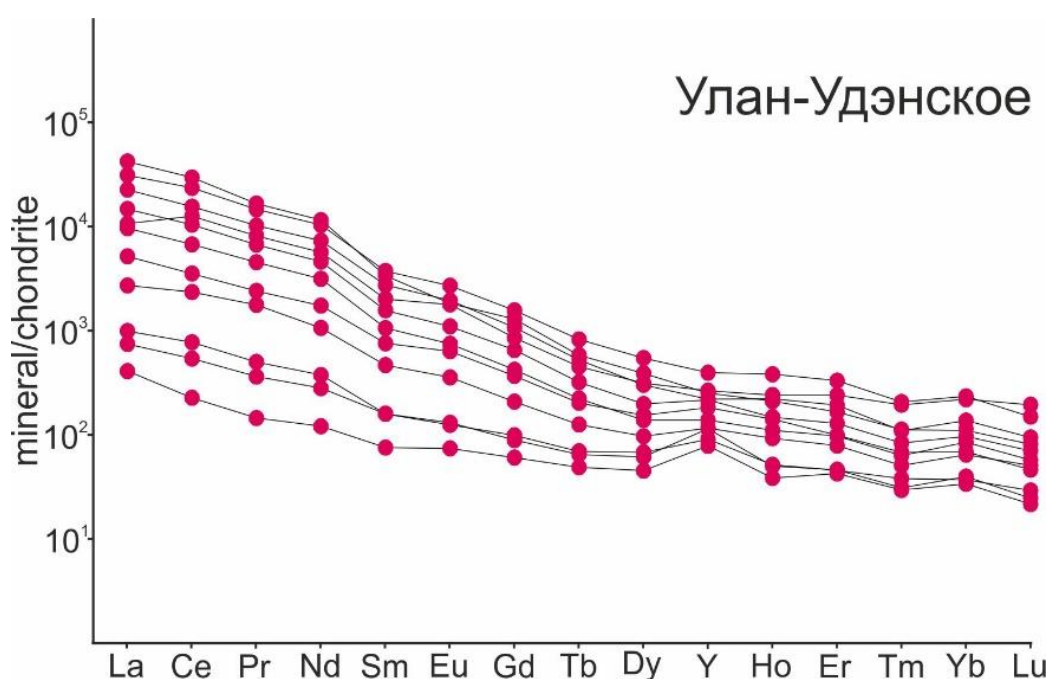


Рисунок 22. Нормированные на хондрит [McDonough and Sun, 1995] редкоземельные спектры флюоритов проявления Улан-Удэнское.

Фигуративные точки Улан-Удэнского проявления на диаграмме Tb/Ca vs Tb/La (рис. 20, Möller et al., 1976) попадают в область позднемагматических флюоритов.

Флюориты Улан-Удэнского проявления по геохимическим характеристикам во многом схожи с ранними флюоритами рассмотренных выше проявлений Западного Забайкалья и Южной Монголии. Содержание Sr и высокочarged элементов аналогично средним значениям в других объектов исследования.

Таблица 9. Редкоземельные характеристики флюоритов проявления Улан-Удэнское.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
La	262	108	11200	83000	720	2830	2560	3910	6000	8270	197	1370
Ce	520	152	20000	134000	1580	8510	4550	7030	10500	15900	362	2380
Pr	55	15,9	1840	11500	195	900	501	740	1130	1620	39,9	265
Nd	194	62,3	6000	33000	550	2940	1630	2390	3790	5380	145	900
Sm	26,2	12,4	560	1780	77	333	175	259	454	619	26,2	125
Eu	8,6	4,87	121	289	23,5	118	49,4	72,7	129	179	8,2	41,9
Gd	20,5	13,9	300	970	48	198	97,5	151	249	363	22,8	85
Tb	2,84	2,14	25,6	51,2	5,5	19,9	9,8	14,1	23,1	36,3	3,04	8,9
Dy	16,8	12,4	107	117	26,6	86	38	54,3	83	150	18,6	42,4
Ho	3,3	2,53	13,9	13,9	6,1	15,9	7,29	9,73	14,6	25,2	3,39	9,3
Er	8,6	7,9	31	43,5	14,7	45	18,2	24	36,1	61,9	8,5	18,5
Tm	1,02	0,97	3,69	3,12	1,67	6,4	2,08	2,75	3,6	6,81	1,25	2,23
Yb	7,4	6,3	20,5	21,3	12	41	15,8	18	25,6	43,8	6,9	12,8
Lu	0,81	0,71	2,67	2,14	1,67	6,4	1,88	2,31	3,1	4,91	0,96	1,52
Y	197	135	434	449	200	457	239	372	379	682	156,3	315
Sr	334	422	853	810	440	12800	1240	1810	1990	2010	239	551
Zr+Nb+Ta	1,6	0,52	10,92	5,63	5,55	6,85	22,89	6,87	8,25	25,5	2,14	5,91
La/Yb	35	17	546	3897	60	69	162	217	234	189	29	107
ΣREE	1127	402	40225	264791	3262	16050	9656	14678	22441	32660	844	5263
Eu/Eu*	1,1	1,1	0,9	0,7	1,1	1,4	1,1	1,1	1,1	1,1	1,0	1,2
Y/Y*	2,1	1,9	0,9	0,9	1,2	1,0	1,1	1,3	0,8	0,9	1,5	1,2

Примечание: $Eu/Eu^* = Eu_n / ((Sm_n + Gd_n) / 2)$; $Y/Y^* = Y_n / ((Dy_n + Ho_n) / 2)$.

Поскольку флюорит является одним из самых распространенных минералов редкоземельных месторождений, то его редкоэлементный состав достаточно четко отличается по типу ассоциирующего магматизма и вида оруденения.

Полученные результаты по РЗЭ составу указывают, что рассматриваемые флюориты сходны с флюоритами месторождений РЗЭ, связанных с карбонатитовым магматизмом [Palmer and Williams-Jones, 1996; Xu et.al., 2012; Fan et al., 2016; Broom-Fendley et.al., 2017; Liu et.al., 2018, 2020]. Об этом свидетельствуют характерное преобладание легких РЗЭ над тяжелыми. Амагматический флюорит и флюориты, связанные с кислыми магматическими породами, как правило, имеют относительно пологие или горизонтальные хондрит-нормированные спектры РЗЭ [Sallet et al., 2000; Sanchez et al., 2010; Magotra et al., 2017]. Хондрит-нормированные спектры РЗЭ во флюоритах, связанных с карбонатитами, характеризуются отсутствием ярко выраженной постоянной европиевой аномалии в отличие от таковых для флюоритовой минерализации, связанной с кислым магматизмом и отличающихся очевидной отрицательной европиевой аномалией [Schwinn and Markl, 2005]. Отсутствие иттриевой аномалии у ранних генераций флюоритов и ее же явное наличие у поздних говорит о длительном, многостадийном формировании флюоритовой минерализации как на позднемагматическом, так и на гидротермальном этапах развития рудно-магматических систем [Xu et al., 2012].

По диаграмме Tb/Ca vs Tb/La (рис. 23, Möller et al., 1976) видно, что флюоритовая минерализация, генетически связанная с щелочно-карбонатитовым магматизмом, может входить как в поле позднемагматического минералообразования, так и гидротермального. В отдельных случаях (например, Баян-Обо) можно отметить, что флюорит формировался на разных стадиях. Для флюоритов, связанных с кислым магматизмом или с невыраженной связью с магматизмом, фигуративные точки, как правило, ложатся в поля гидротермального или осадочного флюорита.

Все изученные образцы флюорита относятся к позднемагматическому или гидротермальному типам. Это согласуется с отнесением их к флюоритам, генетически связанных с щелочно-карбонатитовым магматизмом. Стоит отметить, что в пределах проявлений Южное и Аршанское, а также комплекса Мушугай-Худук можно проследить эволюцию флюорита от позднемагматического до непосредственно гидротермального (рис. 18).

Истощение легкими РЗЭ, вероятно, связано со стабильностью комплекса $(\text{REE})^{2+}$, возрастающей от La до Lu при температурах ниже 250 °C [Wood, 1990], хотя F-содержащие комплексы LREE более стабильны, чем F-содержащие комплексы HREE при повышенных температурах [Migdisov et al., 2009]. Флюориты кварц-флюоритовых пород комплекса Мушугай-Худук, Улан-Удэнского проявления и первой группы проявления Южное, вероятно, являются продуктами интенсивного фракционирования, о чем свидетельствует максимальное содержание РЗЭ и самое высокое соотношение $(\text{La/Yb})_n$ (рис. 24). Такие флюориты схожи с опозднемагматическими флюоритами карбонатитовых комплексов [Santos et al., 1996]. Стоит помнить, что фторкарбонаты РЗЭ являются распространенными компонентами флюоритсодержащих пород и могут влиять на распределение РЗЭ. Как в случае флюоритов первой группы проявления Аршан, где анализируемый минерал оказался обеднен легкими РЗЭ за счет когенетического бастнезита. Когенетический флюорит также может демонстрировать отрицательную корреляцию La/No и Y/No из-за влияния миграции растворов, богатых F [Bau and Dulski, 1995]. В целом, содержания Y в позднемагматическом флюорите выше, чем в гидротермальном. Кроме того, гидротермальный флюорит весьма часто характеризуется наличием положительной иттриевой аномалии [Xu et al., 2012], что также обнаруживается в исследованных образцах флюорит-кальцитовых пород комплекса Мушугай-Худук и третьей группы проявления Аршан.

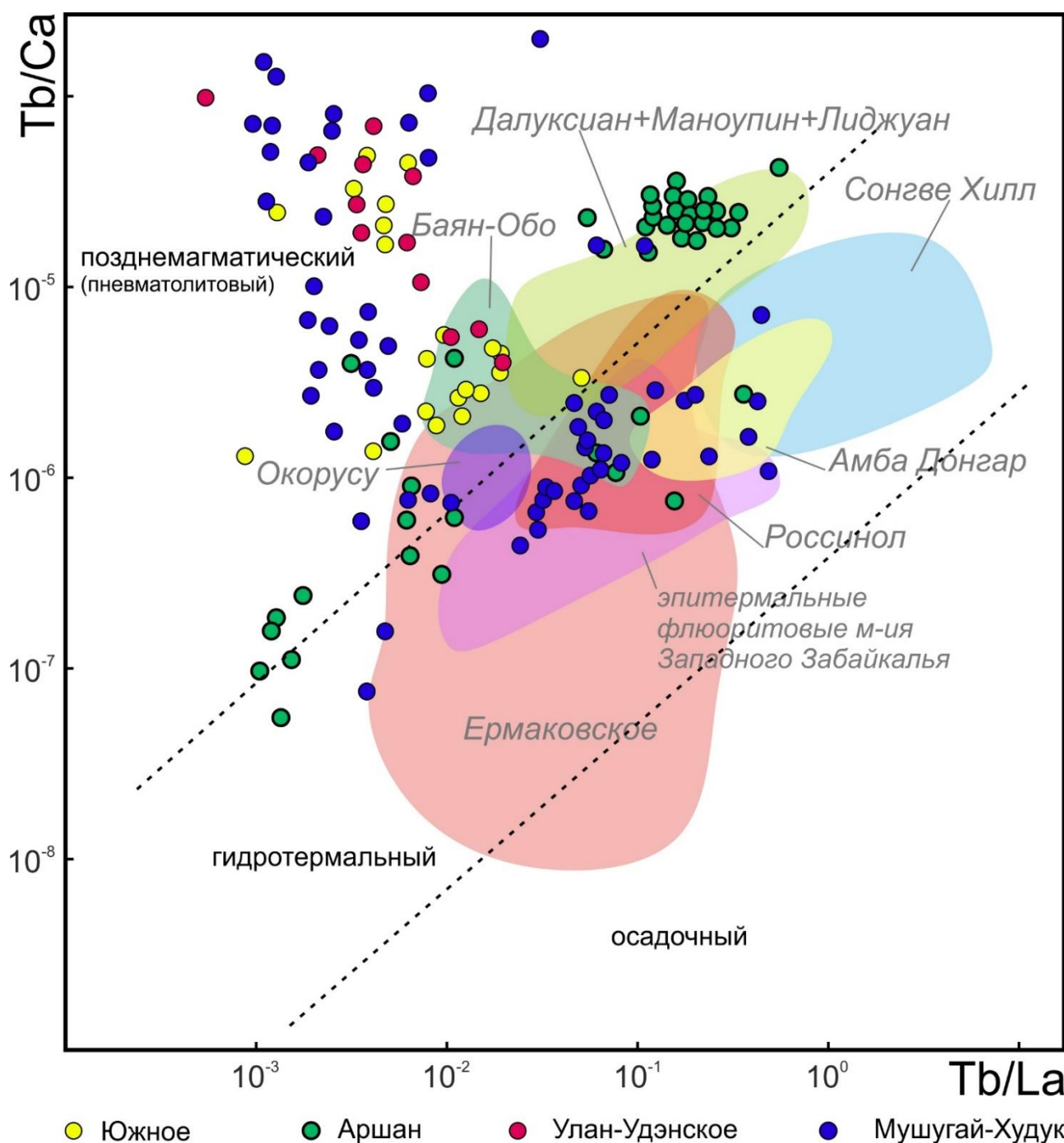


Рисунок 23. Диаграмма Tb/Ca vs Tb/La [Möller et al., 1976] с фигуративными точками объектов исследования и флюоритов месторождений Мира (Амба Донгар – Palmer and Williams-Jones, 1996; Баян-Обо – Xu et al., 2012; Liu et al., 2018; Далуксиан, Маноупин, Лиджуан – Xu et al., 2012; Россинол – Sizaret et al., 2004; Ермаковское – Куприянова и др., 2009; Сонгве Хилл – Broom-Fendley et al., 2017; Окорусу – Bühn et al., 2002; эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья – Ласточкин и др., 2021).

Значительные вариации состава РЗЭ во флюорите, температуры флюида и солености, характерные для объектов исследования, наблюдались и в рудообразующих системах месторождений флюорита Ермаковское и Баян-Обо [Куприянова и др., 2009; Xu et al., 2012; Smith et al., 2015; Liu et al., 2018]. Полученные данные позволяют сделать вывод о подобии описываемой в данной работе флюоритовой минерализации и флюорита, генетически связанного с карбонатитовым магматизмом и характерного для крупнейших месторождений РЗЭ в мире. Изученная флюоритовая минерализация четко отличается от флюоритов, образовавшихся из более поздних флюидов, таких как месторождение Амба Донгар или эпитермальные месторождения флюорита в Западном Забайкалье [Palmer and Williams-Jones, 1996; Ласточкин и др., 2021].

Таким образом, можно сформулировать первое защищаемое положение. **Полученные редкоэлементные характеристики флюоритов исследуемых объектов – высокие концентрации РЗЭ, обогащение легкими РЗЭ, отсутствие ярко выраженной отрицательной или положительной европиевой аномалии – являются характерными чертами флюоритов, связанных с карбонатитовым магматизмом. Флюорит формировался на позднемагматической и гидротермальной стадиях.**

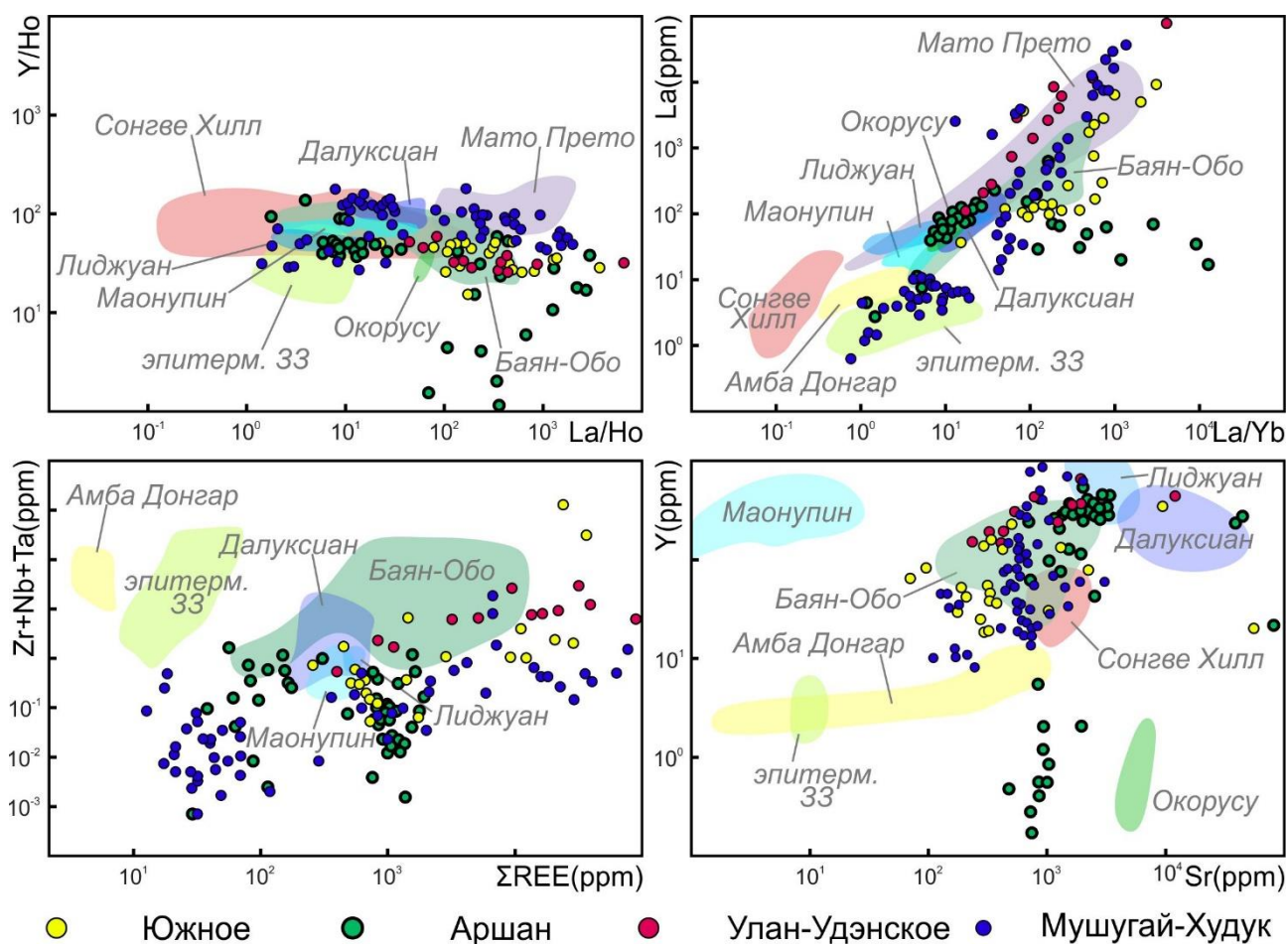


Рисунок 24. Геохимические особенности объектов исследования в сравнении с флюоритами месторождений Мира (Амба Донгар – Palmer and Williams-Jones, 1996; Баян-Обо – Xu et al., 2012; Liu et al., 2018; Далуксиан, Мануупин, Лиджуан – Xu et al., 2012; Сонгве Хилл – Broom-Fendley et al., 2017; Окорусу – Bühn et al., 2002; эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья – Ласточкин и др., 2021).

Глава 4. Условия формирования флюоритовой минерализации

Флюорит может кристаллизоваться в широком диапазоне физико-химических условий в разнообразных геологических обстановках в результате протекания различных геохимических процессов [Salem et al. 2001; Li et al. 2014; Vinokurov et al. 2014; Ismail et al. 2015; Azizi et al., 2018; Fawzy, 2018].

Согласно критериям Э. Рёддера (1987), флюидные включения в образцах были разделены по происхождению. Первичные включения встречаются в виде отдельных включений, реже небольших групп. Псевдотрихитные включения маркируют трещины, обрывающиеся на границе зоны роста, в пределах отдельно взятых кристаллов. Вторичные включения трассируют трещины через несколько зерен или находятся в перекристаллизованных каймах зерен. По фазовому составу при комнатной температуре и фазовым переходам при нагревании и охлаждении флюидные включения можно разделить на три типа: газовой-жидкие двухфазные (VL-тип); многофазные включения с газовой, жидкой и твердой фазами (VLS-тип); и многофазные включения, содержащие преимущественно твердые фазы (CF-тип).

4.1. Комплекс Мушугай-Худук

Флюорит из кварц-флюоритовых пород содержит первичные включения CF-типа (рис. 25а, б) и вторичные включения VL-типа. Первичные многофазные включения характеризуются размерами 8-20 мкм и изометричной или удлиненной формой. Доля минеральных фаз составляет от 60 до 80 об.%. По данным спектроскопии комбинационного рассеяния (рис. 26, Таблица 10) минеральные фазы включений CF-типа из кварц-флюоритовых пород включают карбонаты (анкерит, кальцит, бастнезит), сульфаты (целестин, тенардит), магнетит и амфибол. Оставшийся объем заполнен жидкой CO_2 и водным раствором (рис. 27). Включения VL-типа относятся ко вторичным существенно-водным включениям. Размер включений варьирует от 4 до 10 мкм. Форма включений изометричная, часто с неровными краями. Доля газовой фазы, в составе которой определена CO_2 , составляет 10-15 об.%.

Во флюорите из флюорит-апатит-целестиновых пород изучены первичные включения VLS-типа (рис. 25в, г) и вторичные VL-типа. Для них характерны размеры от 10 до 18 мкм и изометричная или удлиненная форма. Содержание минеральных фаз во включениях от 40 до 60 об.%. Минеральные фазы в первичных включениях VLS-типа из флюорит-апатит-целестиновых пород представлены карбонатами (кальцит, паризит, стронцианит), сульфатами (ангидрит, целестин) (рис. 26, Таблица 10), хлоридами (Na/K), магнетитом и амфиболом. Жидкая фаза представляет собой водный раствор с растворенным CO_2 (рис. 27). CO_2 и H_2 были идентифицированы в газовой фазе. Кроме того, флюорит из флюорит-апатит-целестиновых пород содержит две генерации вторичных включений VL-типа. Генерация I вторичных включений VL-типа характеризуется размерами 5-15 мкм, изометричной формой и долей газовой фазы 20-35 об.%. Которая содержит $\text{CO}_2 - \text{CH}_4 - \text{N}_2 - \text{H}_2$ (рис. 28). Вторичные включения VL-типа генерации II отличаются меньшими размерами 4-10 мкм, изометричной или округлой формой и меньшей долей газовой фазы во включении (10-15 об.%). Состав газовой фазы определен как $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2$.

Флюорит из флюорит-кальцитовых пород содержит первичные включения VLS-типа, а также первичные и вторичные включениями VL-типа (рис. 25д-и). Первичные включения VLS-типа имеют размеры 7-12 мкм и изометричную форму. Доля минеральной фазы составляет 5-10 об.%. Среди дочерних минеральных фаз встречаются карбонаты (кальцит, сидерит), сульфаты (сингенит), фосфаты (фосфосидерит) (рис. 26, Таблица 10), хлориды (Na/K), магнетит и амфибол. В жидкой фазе КР-спектроскопией установлено два вероятных состава $\text{SO}_4^{2-} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ или $\text{SO}_4^{2-} + \text{CO}_3^{2-} + \text{H}_2\text{O}$ (рис. 27). Газовая фаза (доля 10-20 об.%) представлена CO_2 . Первичные включения VL-типа характеризуются размерами 10-15 мкм и удлиненной или округлой формой. Газовая фаза составляет 20-25 об.% включения и состоит из CO_2 и H_2O (рис. 28). Вторичные включения VL-типа характеризуются размерами 4-8 мкм, вытянутой формой и малым объемом газовой фазы (5-10 об.%).

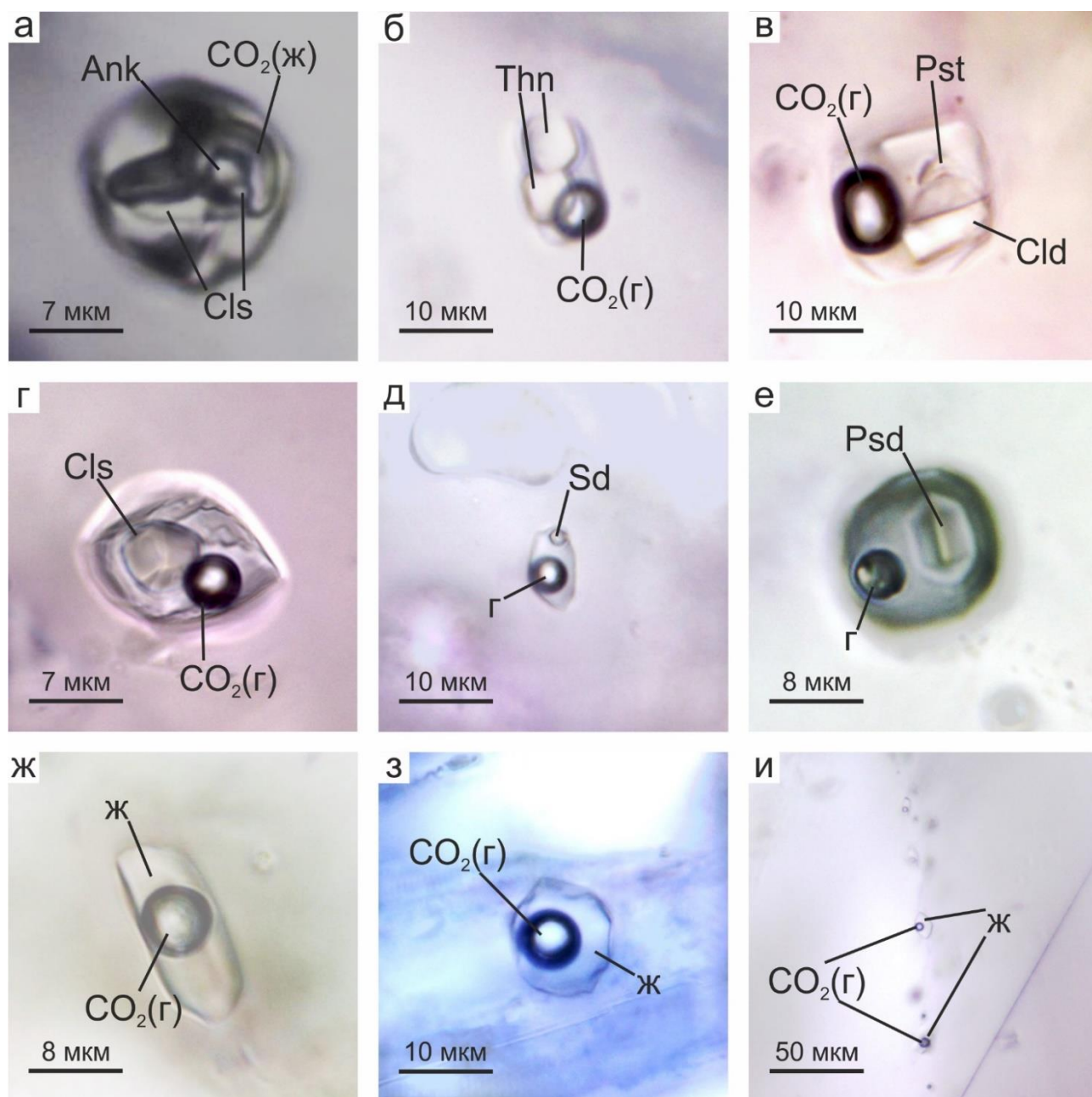


Рисунок 25. Включения во флюоритах Мушуйгай-Худук. Во флюорите кварц-флюоритовых пород: а, б – первичные включения CF-Типа. Во флюорите флюорит-апатит-целестиновых пород: в, г – первичные включения VLS-типа. Во флюорите флюорит-кальцитовых пород: д, е – первичные включения VLS-типа; ж, з – первичные включения VL-типа; и – вторичные включения VL-типа. $\text{CO}_2(\text{ж})$ – CO_2 в жидкой форме, $\text{CO}_2(\text{г})$ – CO_2 в газообразной форме, ж – жидкая фаза, Ank – анкерит, Cls – целестин, Thn – тенардит, Chl – хлорид, Pst – паризит, Sd – сидерит, Psd – посфосидерит.

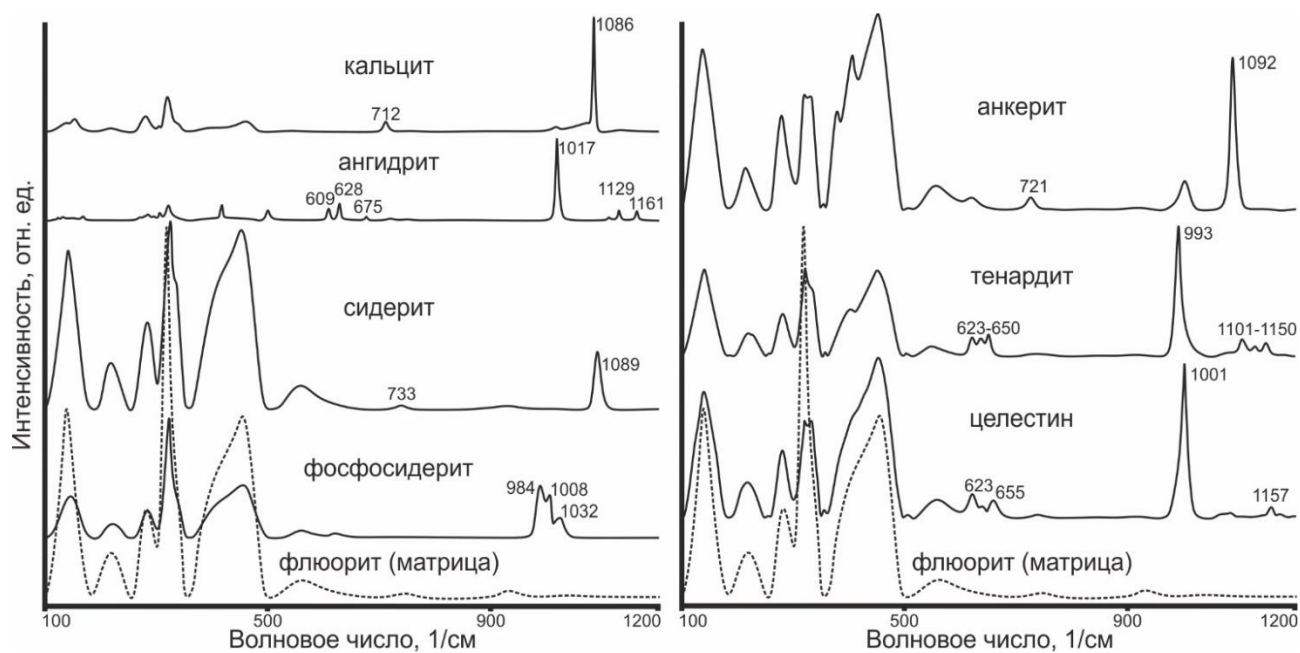


Рисунок 26. Раман-спектры минеральных фаз ФВ флюоритов проявления Мушугай-Худук.

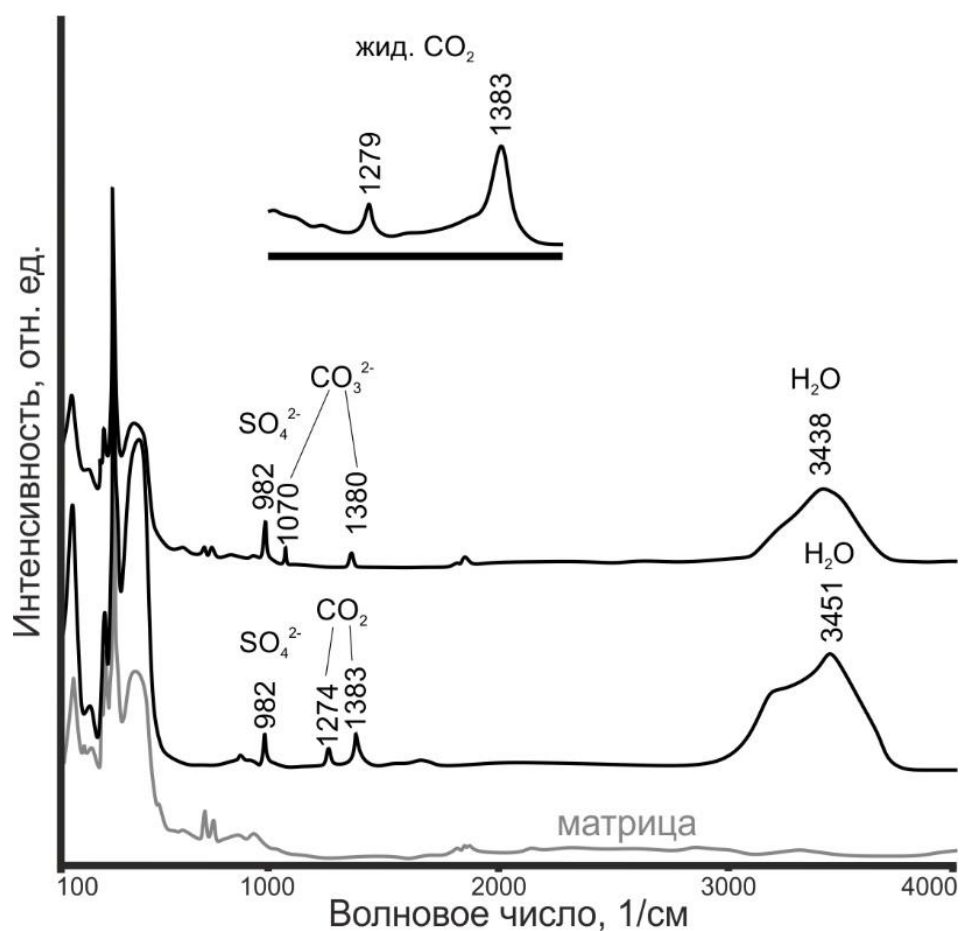


Рисунок 27. Раман-спектры жидкой фазы флюидных включений флюоритов комплекса Мушугай-Худук.

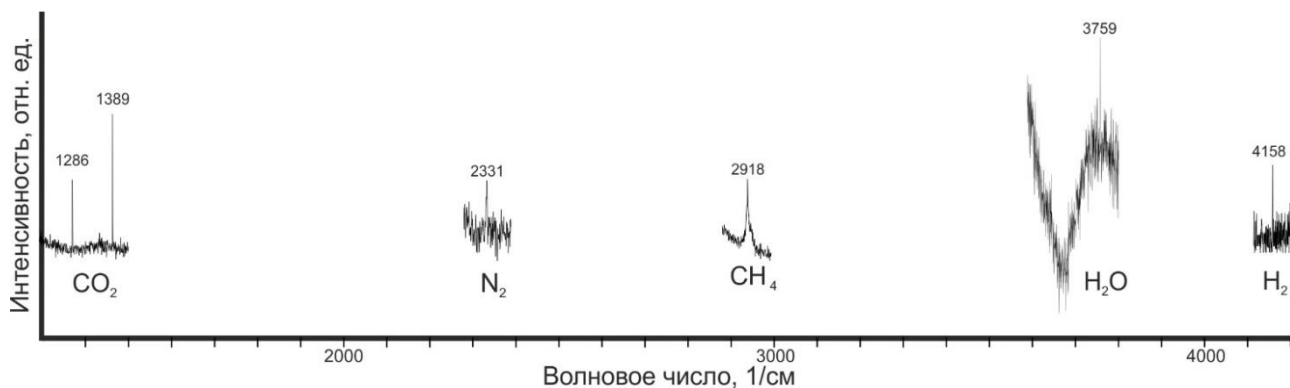


Рисунок 28. Раман-спектры газовой фазы флюидных включений флюоритов комплекса Мушугай-Худук.

Термометрические исследования кварц-флюоритовых пород (Таблица 10) показали, что часть включений CF-типа достигают полной гомогенизации (T_h) при температурах 500-530 °С. Плавление минеральных фаз включений начиналось около 350 °С. Первыми плавилась сульфаты. Газовый пузырек исчезает при 470-495 °С. Часть включений, содержащих магнетит и амфибол, декрипитировала не достигая полной гомогенизации в интервале температур в интервале температур 435-510 °С. Магнетит и амфибол, вероятно, являются минералами-узниками кристаллофлюидных включений во флюорите, которые попали в них в результате захвата гетерогенной среды. Вторичные включения VL-типа характеризуются T_h 280-290 °С и соленостью 6,5-13,9 мас.% NaCl-экв.

Включения VLS-типа во флюорите флюорит-апатит-целестиновых пород (Таблица 10) показывают T_h в диапазоне 390-470 °С. Плавление минеральных фаз происходит с температуры порядка 320 °С и начинается с карбонатов. Газовая фаза исчезает в интервале температур 360-410 °С до полного плавления минеральных фаз включения. Подобные значения близки, но немного ниже, чем для включений CF-типа. Магнетит и амфибол также, вероятно, являются ксеногенными минеральными фазами во включениях. Вторичные включения VL-типа генерации I имеют эвтектические температуры (T_e) от -49 до -47,4 °С, что указывает на вероятное присутствие во флюиде CaCl_2 . Значения T_h довольно высокие (420-430 °С), но соленость, наоборот, низкая (2,2-2,6 мас.% NaCl-экв.). Для генерации II

вторичных включений получены значения умеренные по температуры гомогенизации T_h 230-250 °C и низкие по солености 2,4-3,6 мас.% NaCl-экв.

Первичные включения VLS-типа флюорит-кальцитовых пород (Таблица 10) показали T_h 530-550 °C. Плавление минеральных фаз начинается при температурах порядка 330 °C. Первыми плавятся карбонатные фазы, при температурах выше 400 °C следы плавления также наблюдаются на сульфатных и фосфатных фазах. Единственными неизменными фазами являются магнетит и амфибол, которые скорее всего находятся во включениях из-за захвата гетерогенной среды. Газовая фаза растворяется в интервале температур 400-460 °C. Первичные включения VL-типа характеризуются T_e между -24 и -23 °C. Это может указывать на то, что во флюиде присутствуют NaCl и KCl. Определенные значения T_h находятся в пределах 245-275 °C, а соленость составляет 5,7-6,2 мас.% NaCl-экв. Некоторые из первичных включений VL-типа гомогенизируются при температурах T_h 295-350 °C и имеют соленость 8,6-9,7 мас.% NaCl-экв. Вторичные включения VL-типа имеют температуры эвтектики от -11 до -10,4 °C, что соответствует температурам характерным для систем, содержащих KCl. Для вторичных включений VL-типа получены самые низкие T_h и более низкие значения солености по сравнению с первичными включениями VL-типа 185-220 °C и 4-5 мас.% NaCl-экв. соответственно.

Ранние флюоритсодержащие породы комплекса Мушугай-Худук формировались на позднемагматическом этапе при высоких температурах (более 500 °C) при участии высококонцентрированного карбонатно-сульфатного рассола-расплава. Флюориты гидротермального этапа развития рудно-магматической системы кристаллизовались также при высоких температурах (порядка 500 °C), однако состав флюида стал более многокомпонентным: для флюорит-апатит-целестиновых пород карбонатно-сульфатно-хлоридный, и для флюорит-кальцитовых пород карбонатно-сульфатно-фосфатно-хлоридный. Изменения состава флюида, наиболее вероятно, связаны с примесью метеорных вод к остаточному магматическому флюиду. Разбавление флюида также определено по

псевдовторичным и вторичным включениям во флюорите всех типов пород. Для них характерны более низкие температуры гомогенизации (от 200 до 430 °С) и низкие концентрации солей (включения относятся к двухфазным газово-жидким), а солевой состав раствора определен как существенно-хлоридный. Стоит отметить общую насыщенность флюида углекислотой, снижающуюся от раннего этапа кристаллизации к наложенным процессам перекристаллизации.

Таблица 10. Флюидные включения флюоритов комплекса Мушугай Худук.

порода	Кварц-флюоритовые		Флюорит-апатит-целестиновые			Флюорит-кальцитовые		
Тип ФВ	CF, п (10)	VL, вт (12)	VLS, п (7)	VL, пв (8)	VL, вт (5)	VLS, п (6)	VL, п (10)	VL, вт (12)
T _{hom} , °C	500-530	280-290	390-470	420-430	230-250	530-550	245-275 (295-350)	185-220
T _e , -°C	н.о.	н.о.	н.о.	47,4-49	н.о.	н.о.	23-24	10,4-11
T _m , -°C	н.о.	4-10	н.о.	1,3-1,5	1,4-2,2	н.о.	3,5-3,8 (6,4-5,5)	2,4-3
соленость, мас.% NaCl- экв.	н.о.	6,5-13,9	н.о.	2,2-2,6	2,4-3,6	н.о.	5,7-6,2 (8,6-9,7)	4-5
Газовая фаза	н.о.	CO ₂ +H ₂ O	CO ₂ ±H ₂	CO ₂ ±CH ₄ ±N ₂ ± H ₂	CO ₂ ±H ₂	CO ₂	CO ₂ +H ₂ O	н.о.
Жидкая фаза	CO ₂	H ₂ O	CO ₂ +H ₂ O	CaCl ₂ +H ₂ O	H ₂ O	SO ₄ ²⁻ +CO ₂ +H ₂ O; SO ₄ ²⁻ +CO ₃ ²⁻ +H ₂ O	NaCl-KCl+H ₂ O	KCl+H ₂ O
Минеральная фаза	карбонат (анкерит, кальцит, бастнезит), сульфат (целестин, тенардит), магнетит и амфибол		карбонат (кальцит, паризит, стронцианит), сульфат (ангидрит, целестин), хлорид, магнетит и амфибол			карбонат (кальцит, сидерит), сульфат (сингенит), фосфат (фосфосидерит), хлорид, магнетит и амфибол		

Примечание: ФВ – флюидное включение, п – первичное, пв – псевдвторичное, вт – вторичное. В скобках указано количество исследованных включений. н.о. не определено.

4.2. Проявление Аршан

Флюорит проявления Аршан, отнесенный к первой группе, не содержит ФВ для получения достоверных данных о составе и физико-химических параметрах флюида. Флюориты второй и третьей группы проявления Аршан содержат включения CF-типа и VL-типа (рис. 29). Были изучены первичные и вторичные включения. Первичные включения CF-типа отличаются изометричной или удлиненной формой и размером до 20 мкм. Дочерние минеральные фазы занимают 50-90 об.% включения, среди них выявлены сульфаты Na-Ca-Sr и Na-Sr карбонаты (рис. 24, Таблица 11). Микротермометрические испытания (Таблица 11) первичных включений CF-типа показывают температуры гомогенизации (T_h) 420-560 °С. Газовая фаза состоит из $CO_2 \pm N_2 \pm H_2$ (рис. 30). Вторичные включения VL-типа имеют неправильную форму и размер 2-8 мкм. Газовая фаза составляет около 30-50 об.% и содержит CO_2 . Для включений данной генерации получены температуры плавления льда (T_m) -10...-8 °С и температуры гомогенизации T_h от 90 до 150 °С. Рассчитанная соленость составляет 11,7-14 мас.% NaCl-экв.

Кристаллизация флюорита из линз и жил проявления Аршан шла из высококонцентрированных сульфатно-карбонатных высокотемпературных (более 550 °С) рассол-расплавов, насыщенных углекислотой. Наложенные процессы, которым соответствуют вторичные включения, проходили при участии слабokonцентрированного низкотемпературного (порядка 100 °С) флюида.

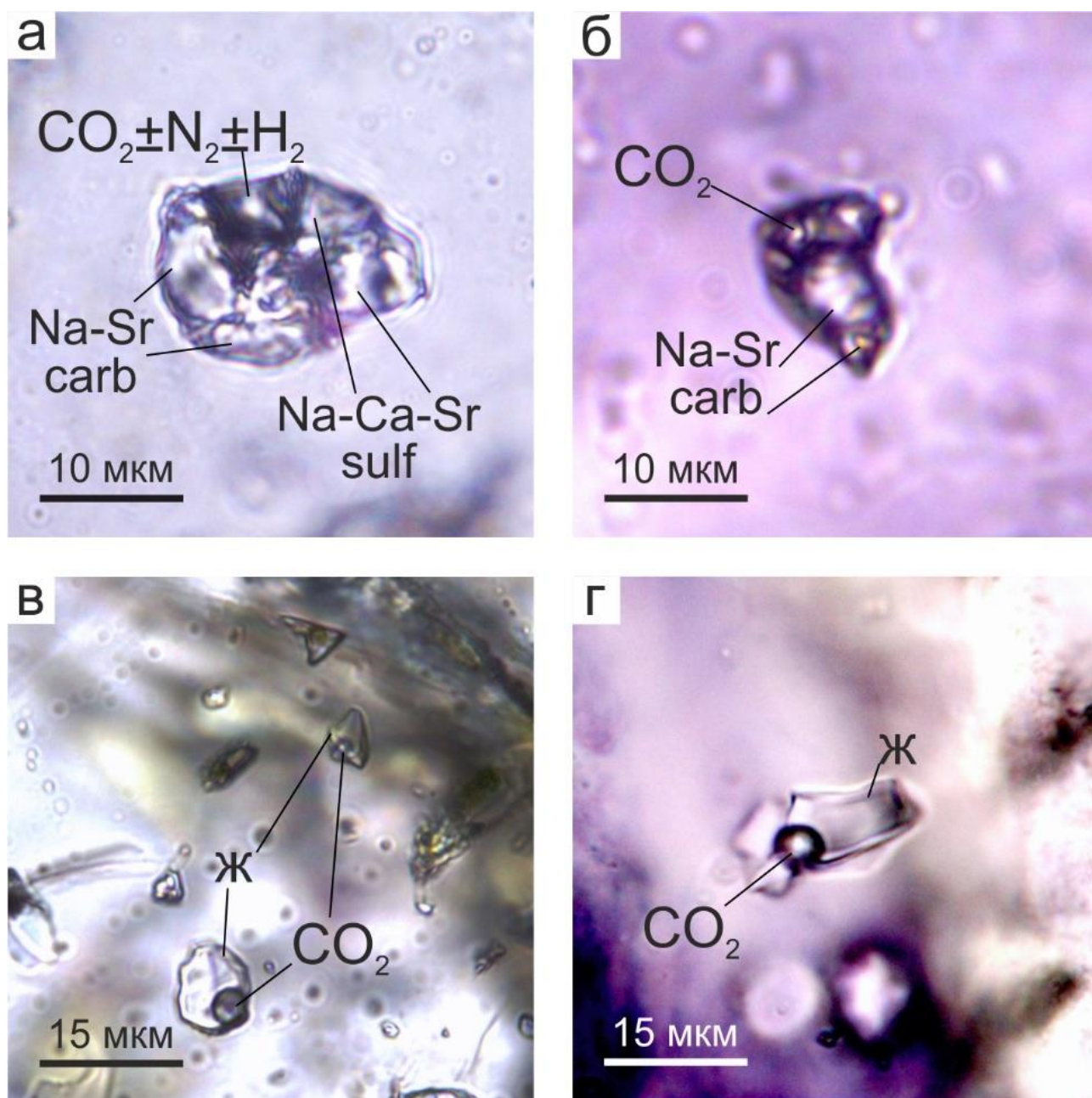


Рисунок 29. Флюидные включения во флюорите проявления Аршан: а, б – первичные включения CF-типа; в, г – вторичные включения VL-типа. Na-Sr carb – карбонаты Na-Sr, Na-Ca-Sr sulf – сульфаты Na-Ca-Sr, ж – жидкая фаза, CO_2 – углекислый газ.

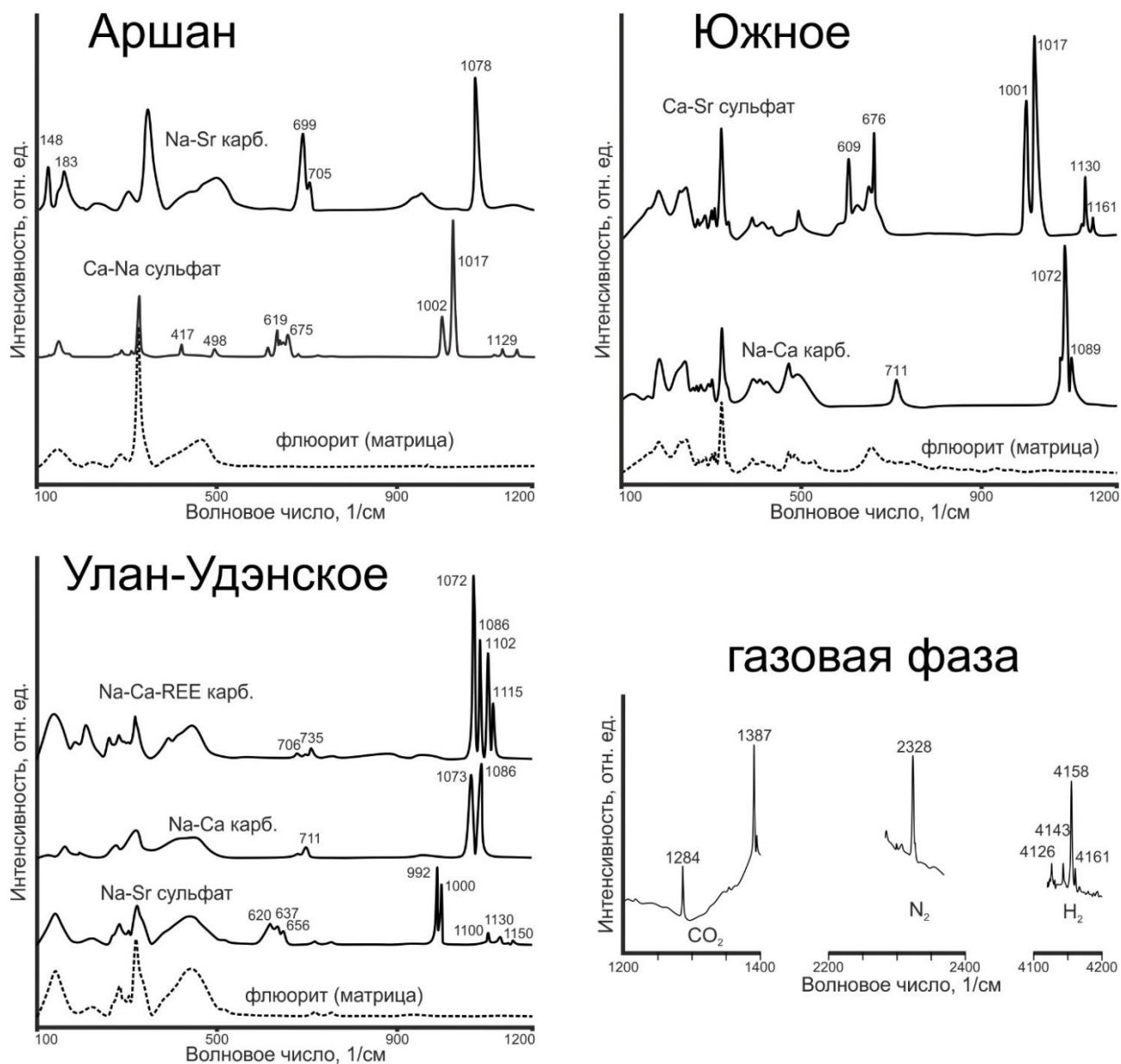


Рисунок 30. Результаты Раман-спектроскопии минеральных и газовых фаз флюидных включений во флюорите проявлений Западного Забайкалья. Спектры газовой фазы приведены для ФВ проявления Аршан.

4.3. Проявление Южное

Флюорит первой группы проявления Южное не содержит ФВ пригодных для изучения. Однако во флюоритах второй группы выявлены первичные включения VLS-типа и вторичные включения VL-типа (рис. 31). Включения VLS-типа имеют форму отрицательного кристалла и размер 5-12 мкм. Дочерние минеральные фазы включений VLS-типа занимают до 30 об.% включения и представлены сульфатами

Na-Sr, карбонатами Na-Ca и хлоридами (Na/K) (рис. 30, Таблица 11). Жидкая фаза представляет собой смесь воды и жидкой углекислоты, может CO_3^{2-} или HCO_3^- . Состав газовой фазы $\text{CO}_2 \pm \text{H}_2$. Включения VLS-типа показывают T_h 360-470 °C (Таблица 11). Включения VL-типа изометричные до 10 мкм. КР-спектроскопия показала, что в составе газовой фазы присутствует CO_2 (доля газовой фазы во включении до 40 об.%). T_h укладываются в интервал 110-165 °C.

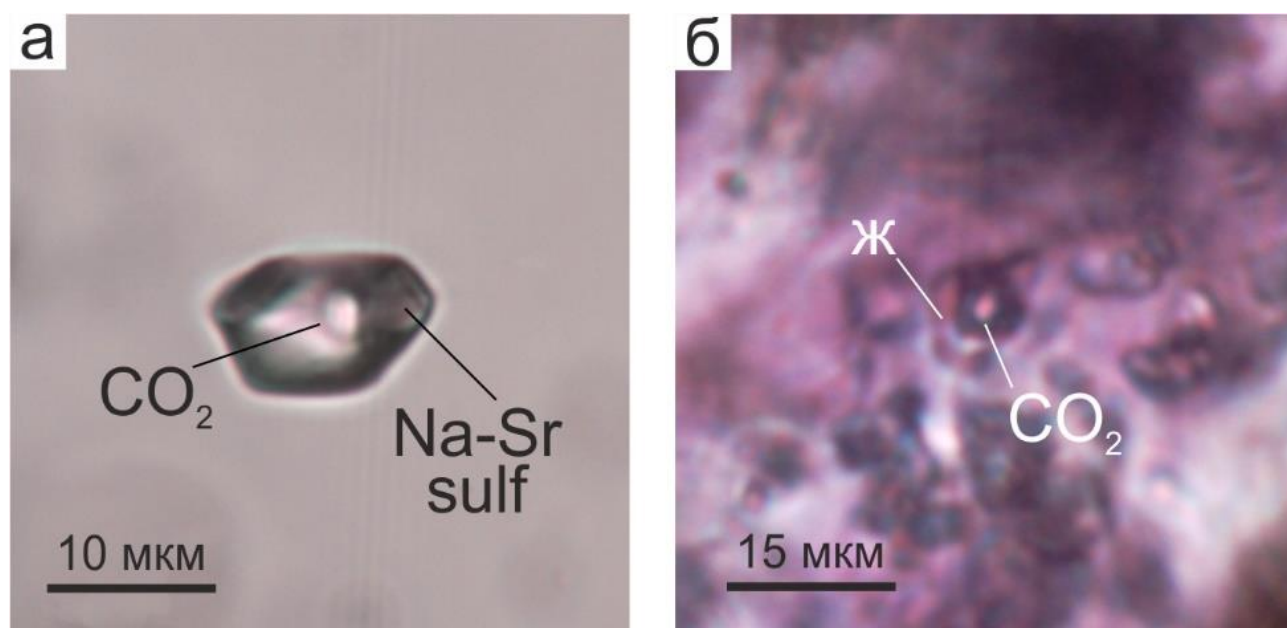


Рисунок 31. Флюидные включения во флюорите проявления Южное: а – первичное включение VLS-типа; б – вторичное включение VL-типа. Na-Sr sulf – сульфаты Na-Sr, ж – жидкая фаза, CO_2 – углекислый газ.

Флюориты проявления Южное, наблюдающиеся в виде вкрапленников в карбонатной матрице, кристаллизовались из концентрированных сульфатно-карбонатно-хлоридных высокотемпературных (более 450 °C) флюидов. В дальнейшем формирование флюоритсодержащих пород происходило при участии слабokonцентрированного низкотемпературного флюида. Следует подчеркнуть перманентное присутствие углекислоты в газовой фазе флюидных включений.

4.4. Проявление Улан-Удэнское

В данном флюорите зафиксированы первичные включения CF-типа, псевдвторичные и вторичные включения VL-типа (рис. 32). Первичные включения CF-типа характеризуются формой отрицательного кристалла и размерами до 18 мкм. Дочерние минеральные фазы во включениях CF-типа определены как Ca-Na-REE карбонаты, Na-Sr сульфаты и хлориды (Na/K) (рис. 30, Таблица 11). Минеральные фазы занимают до 80 об.% включения. Диоксид углерода является основным компонентом газовой фазы. Значения T_h включений CF-типа меняются в пределах 440-520 °C (Таблица 11). В некоторых случаях можно выделить каемку жидкой углекислоты возле газового пузыря. Псевдвторичные и вторичные включения имеют неправильную или изометричную форму и размер до 15 мкм. Газовая фаза (≈ 20 об.%) псевдвторичных включений VL-типа состоит из $CO_2 \pm N_2 \pm H_2$. Вторичные включения VL-типа слишком малы для идентификации газа. Температуры гомогенизации, полученные для псевдвторичных и вторичных включений, близки по значениям и равны 135-250 °C. Температура эвтектики псевдвторичных включений VL-типа составляет от -19 до -15 °C, что свидетельствует о вероятном наличии в растворе солей KCl-NaCl. Для них характерны T_m -12...-10,5 °C и соленость 14,5-16 мас.% NaCl-экв. Кроме того, среди вторичных включений наблюдаются газowo-жидкие включения с преобладанием газовой фазы (до 35 об.%). Газовая фаза этих включений содержит CO_2 низкой плотности.

Флюориты Улан-Удэнского проявления формировались из высоконцентрированного карбонатно-сульфатного высокотемпературного (более 500 °C) рассол-расплава, содержащего высокоплотную углекислоту. По данным полученным по вторичным флюидным включениям поздний минералообразующий флюид представлял собой слабokonцентрированный существенно-хлоридный среднетемпературный ($T_{гом}$ 135-250 °C) раствор.

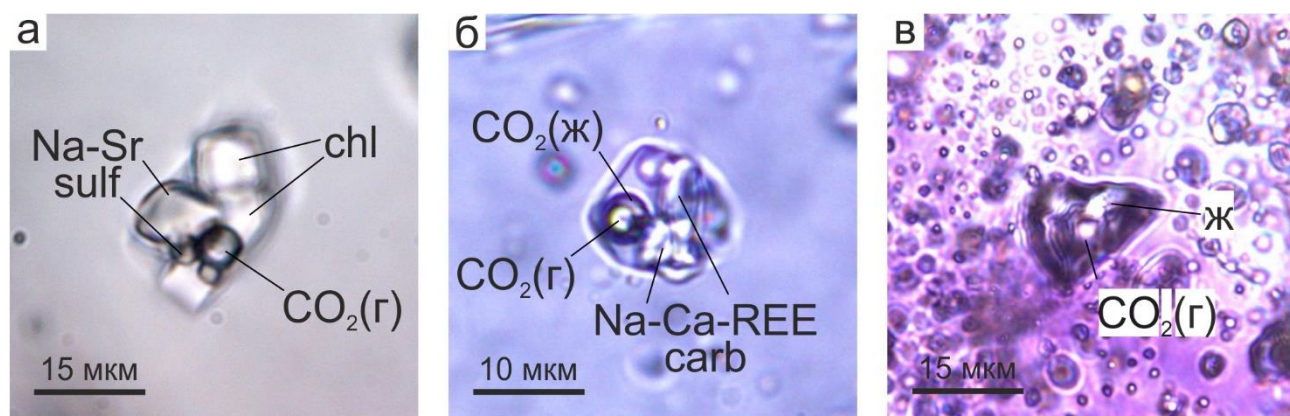


Рисунок 32. Флюидные включения во флюорите проявления Улан-Удэнское: а, б – первичные включения CF-типа; в – вторичное включение VL-типа. Na-Sr sulf – сульфаты Na-Sr, chl – хлориды, Na-Ca-Sr carb – карбонаты Na-Ca-Sr, liq – жидкая фаза, CO₂(ж) – CO₂ в жидкой форме, CO₂(г) – CO₂ в газообразной форме.

Таблица 11. Флюидные включения во флюорите проявлений Западного Забайкалья.

проявление	Аршан	Южное		Улан-Удэнское		
Тип ФВ	CF, п (12)	VL, вт (14)	VLS, п (10)	VL, вт (15)	CF, п (9)	VL, пв вт (7) (11)
T _{hom} , °C	420-560	90-150	360-470	110-165	440-520	135-250
соленость, мас.% NaCl- экв.	н.о.	11.7-14	н.о.	н.о.	н.о.	14.5-16
Газовая фаза	CO ₂ ±N ₂ ±H ₂	CO ₂	CO ₂ ±H ₂	CO ₂	CO ₂	CO ₂ ±N ₂ ±H ₂
Минеральная фаза	Сульфаты Na-Ca-Sr и карбонаты Na-Sr	Сульфаты Na-Sr, карбонаты Na-Ca и хлориды		Карбонаты Ca-Na-REE, сульфаты Na-Sr и хлориды		

Примечание: ФВ – флюидное включение, п – первичное, пв – псевдовторичное, вт – вторичное. В скобках указано количество исследованных включений. н.о. не определялось.

Состав флюидных включений во флюорите, особенно включений типов CF и VLS, является типичным для позднемагматических флюидов, отделенных от карбонатитовой магмы [Palmer and Williams-Jones, 1996; Santos et al., 1996; Bühn et al., 2002; Rankin et al., 2003; Smith et al., 2015; Xu et al., 2012]. РЗЭ, $(\text{SO}_4)^{2-}$, Cl^- , F^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} и летучие компоненты, которые были отмечены в исследуемом флюорите, были ранее определены во флюидах на многих месторождениях, связанных с карбонатитами (Далукао, Маонупин и т.д.). Высокие температуры гомогенизации ($>500\text{ }^\circ\text{C}$) и высокие концентрации солей во включениях CF-типа доказывают, что источником подобных рассол-расплавов являются щелочные расплавы. Аналогичные включения, содержащие высокотемпературные позднемагматические флюиды во флюорите, были описаны в работе Bühn et al. (2002) для месторождения Окорусу (Намибия). Схожие с объектами исследования характеристики были получены для первичных рассол-расплавных включений во флюорите и кварце сидеритовых и анкерит-кальцитовых карбонатитов месторождения Карасуг (Центральная Тува). Они заполнены карбонатными, сульфатными и хлоридными дочерними минеральными фазами (кроме того, встречаются ксеногенные минеральные фазы алюмосиликатов и гематита), вместе с тем насыщены углекислотой и показали высокие температуры гомогенизации (до $650\text{ }^\circ\text{C}$). Вторичные включения кварцев и флюоритов характеризуются средней концентрацией солей (до 30 мас.% NaCl-экв.) и температурами гомогенизации $100\text{--}250\text{ }^\circ\text{C}$ [Прокопьев и др., 2014]. Отличительной особенностью минералообразующих флюидов месторождения Карасуг является преобладание хлоридов в рассол-расплавных включениях над карбонатами и сульфатами.

Кроме того, на месторождении Далукао [Shu and Liu, 2019] наблюдались водно-углекислотные включения, содержащие дочерние минеральные фазы с температурами гомогенизации до $440\text{ }^\circ\text{C}$. Наличие ненасыщенных среднетемпературных первичных жидких включений VL-типа может указывать на разбавление жидкости путем осаждения флюорита, кальцита, сульфатов и минералов РЗЭ.

Второе защищаемое положение можно сформулировать как: **исследование включений во флюорите показало, что формирование флюоритовой минерализации на ранней (позднемагматической) стадии происходило из сульфатно-карбонатно-фтористых высокотемпературных (температуры гомогенизации 490-560 °C) рассол-расплавов. Флюорит поздней (гидротермальной) стадии кристаллизовался из концентрированных карбонатно-сульфатно-хлоридно-фтористых среднетемпературных (температуры гомогенизации 350-450 °C) флюидных растворов.**

Глава 5. Геохронологические и изотопные исследования проявлений Южное и Улан-Удэнское

5.1. Геохронологические исследования

Геохронологические исследования флюоритсодержащих пород проявления Южное и Улан-Удэнское проводилось U-Th-Pb датированием методом LA-ICP-MS по бастнезиту.

Для проявления Южное проведено 18 анализов (Таблица 12). Использовалось средневзвешенное отношение Pb^{208}/Th^{232} для определения возраста оруденения, так как содержания урана крайне низкие (2-3 г/т). Содержания тория варьируют от 3100 до 4600 г/т. Полученное значение возраста бастнезита проявления Южное составляет $130,2 \pm 1,1$ млн лет (рис. 33, Редина и др., 2023). Данная оценка совмещается с оценкой возраста щелочного сиенита проявления Южное 130 ± 5 млн лет (Rb-Sr метод; Рипп и др., 2009) и практически совпадает с ранее полученным возрастным интервалом для карбонатитов 122 ± 4 млн лет (Rb-Sr метод; Рипп и др., 2009) и. Небольшие расхождения в значениях абсолютного возраста могут быть вызваны применением различных аналитических методов или некоторой степенью измененности образцов пород [Villa et al., 2015].

Для проявления Улан-Удэнское проведено 16 анализов бастнезитов из флюоритсодержащих пород (Таблица 12). По результатам установлены содержания урана и тория 3-11 г/т и 1330-4040 г/т, соответственно. Ввиду низких содержаний урана, определение возраста осуществлялось по отношению Pb^{208}/Th^{232} и полученный возраст составляет $136,6 \pm 1,9$ млн лет (рис. 34, Редина и др., 2023). Полученная временная оценка согласуется с ранее установленным Ar-Ar методом временным интервалом $134,2 \pm 2,6$ млн лет по флогопиту бастнезит-флюоритовых пород [Рипп и др., 2019].

Таблица 12. Результаты U-Th-Pb датирования бастнезитов проявлений Западного Забайкалья.

	Pb	Th	U	Th/U	U ²³⁸ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1s	Pb ²⁰⁸ /Th ²³²	1s
Южное																
1	16	4508	3	1410	31,6	0,8	0,2040	0,0072	0,891	0,028	0,03169	0,00079	0,006530	0,000110	131,6	2,3
2	18	4564	3	1449	22,2	0,5	0,3879	0,0108	2,412	0,057	0,04513	0,00107	0,006580	0,000120	132,6	2,3
3	17	4560	3	1505	28,9	0,7	0,2551	0,0081	1,217	0,033	0,03462	0,00085	0,006520	0,000110	131,3	2,3
4	16	4584	3	1407	31,7	0,8	0,2120	0,0082	0,923	0,031	0,03158	0,00083	0,006530	0,000120	131,6	2,3
5	13	3566	2	1464	31,6	0,8	0,2264	0,0086	0,988	0,032	0,03167	0,00085	0,006660	0,000120	134,2	2,4
6	11	3124	2	1317	31,1	0,8	0,2119	0,0081	0,939	0,031	0,03219	0,00084	0,006650	0,000120	134,0	2,4
7	13	3614	2	1463	31,5	0,8	0,2312	0,0087	1,010	0,033	0,03172	0,00085	0,006640	0,000120	133,7	2,4
8	11	3096	2	1313	25,9	0,7	0,2961	0,0111	1,574	0,050	0,03859	0,00107	0,006450	0,000110	129,9	2,3
9	15	4152	2	2507	25,8	0,7	0,2953	0,0112	1,574	0,050	0,03869	0,00108	0,006370	0,000110	128,4	2,3
10	15	4264	2	2619	28,4	0,8	0,2593	0,0104	1,259	0,043	0,03525	0,00099	0,006440	0,000110	129,7	2,3
11	12	3474	2	1995	27,8	0,8	0,2634	0,0106	1,307	0,045	0,03601	0,00101	0,006410	0,000110	129,1	2,3
12	14	3808	2	2245	29,9	0,8	0,2414	0,0093	1,111	0,037	0,03341	0,00091	0,006320	0,000110	127,4	2,3
13	12	3518	2	1698	21,0	0,5	0,4153	0,0124	2,722	0,068	0,04759	0,00119	0,006400	0,000110	129,0	2,3
14	12	3320	2	1551	29,0	0,8	0,2516	0,0095	1,196	0,039	0,03453	0,00094	0,006320	0,000110	127,3	2,3
15	13	3802	2	1891	29,4	0,8	0,2525	0,0095	1,181	0,038	0,03396	0,00092	0,006380	0,000110	128,6	2,3
16	14	3690	2	1701	21,0	0,5	0,3993	0,0121	2,614	0,066	0,04755	0,00120	0,006480	0,000120	130,6	2,3
17	12	3412	2	1607	29,3	0,8	0,2505	0,0098	1,176	0,040	0,03410	0,00094	0,006400	0,000110	128,9	2,3
18	13	3512	2	1655	29,4	0,7	0,2569	0,0084	1,201	0,034	0,03396	0,00085	0,006270	0,000110	126,4	2,2
Улан-Удэнское																
1	13	3268	7	469	22,0	0,5	0,4690	0,0108	2,935	0,062	0,04537	0,00096	0,006930	0,000130	139,6	2,6
2	14	3705	7	500	37,4	0,8	0,1895	0,0046	0,699	0,016	0,02676	0,00057	0,006840	0,000130	137,7	2,5
3	15	3940	8	516	18,6	0,4	0,5363	0,0122	3,978	0,084	0,05378	0,00113	0,006930	0,000130	139,6	2,6
4	16	3933	8	507	12,5	0,3	0,6448	0,0145	7,141	0,149	0,08030	0,00167	0,007110	0,000130	143,2	2,6
5	5	1331	4	341	33,3	0,7	0,3052	0,0075	1,263	0,028	0,03002	0,00065	0,006600	0,000120	133,0	2,5
6	5	1385	3	412	35,8	0,8	0,2661	0,0068	1,026	0,024	0,02797	0,00062	0,006640	0,000120	133,9	2,5
7	5	1338	3	413	35,3	0,8	0,2626	0,0067	1,026	0,024	0,02836	0,00063	0,006610	0,000120	133,3	2,5
8	5	1459	4	344	37,7	0,8	0,2306	0,0058	0,842	0,019	0,02651	0,00058	0,006600	0,000120	133,0	2,4
9	14	3747	11	353	37,8	0,8	0,2028	0,0047	0,739	0,016	0,02646	0,00056	0,006750	0,000120	135,9	2,5
10	12	3172	7	427	34,6	0,7	0,2539	0,0059	1,010	0,022	0,02890	0,00061	0,006660	0,000120	134,3	2,4

Продолжение Таблицы 12.

11	14	3795	11	354	36,8	0,8	0,2183	0,0050	0,816	0,017	0,02714	0,00057	0,006720	0,000120	135,3	2,5
12	14	3813	11	357	38,5	0,8	0,1931	0,0045	0,690	0,015	0,02595	0,00055	0,006720	0,000120	135,4	2,5
13	16	3857	11	357	12,8	0,3	0,6314	0,0138	6,801	0,138	0,07824	0,00162	0,007220	0,000130	145,3	2,6
14	15	3978	11	377	37,4	0,8	0,2066	0,0048	0,759	0,016	0,02672	0,00056	0,006690	0,000120	134,7	2,4
15	15	4037	11	353	36,8	0,8	0,2136	0,0049	0,799	0,017	0,02719	0,00057	0,006730	0,000120	135,6	2,4
16	544	3995	8	514	32,4	0,8	0,2952	0,0098	1,254	0,038	0,03087	0,00073	0,006850	0,000120	137,9	2,5

Примечание: содержания Pb, U и Th указаны в г/т.

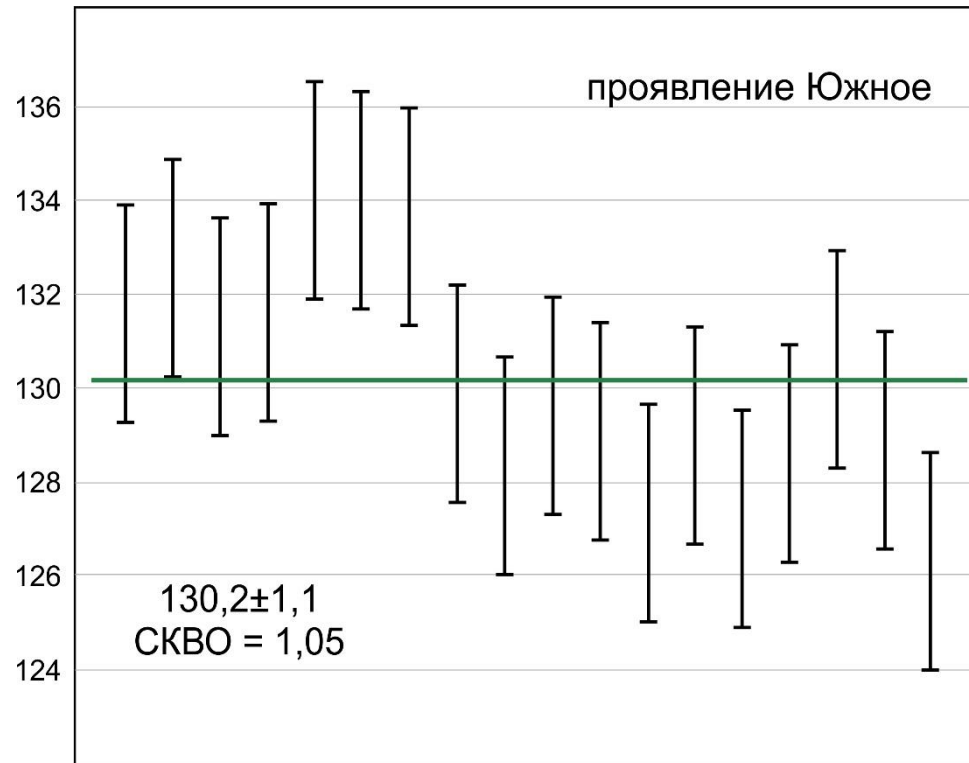


Рисунок 33. Средневзвешенный Pb^{208}/Th^{232} возраст по бастнезитам проявления Южное.

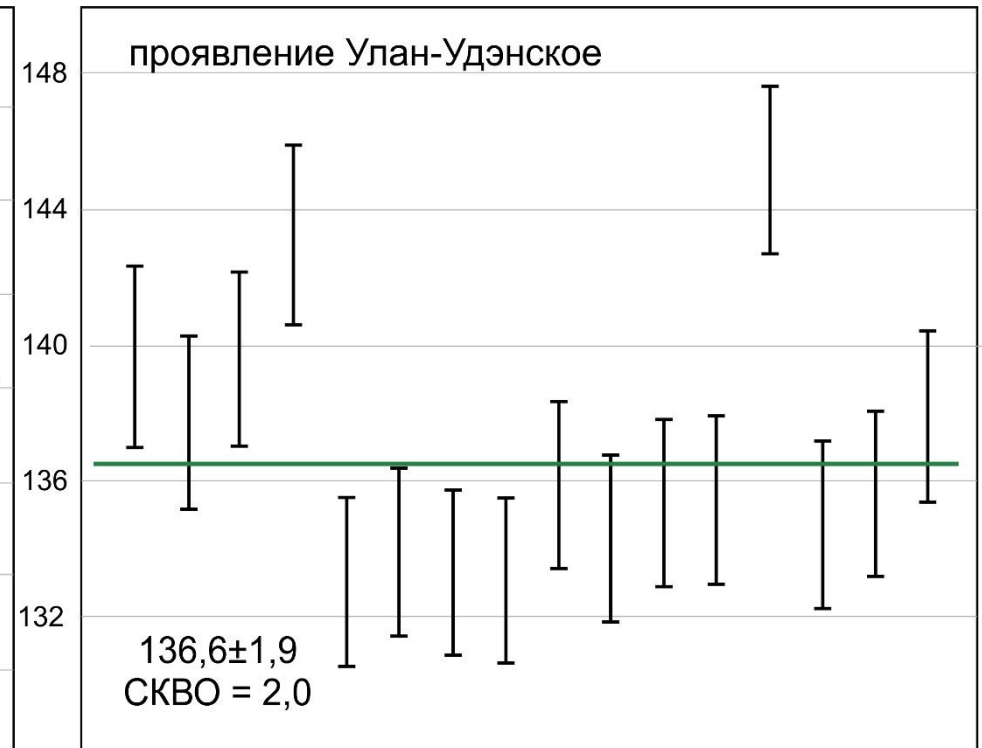


Рисунок 34. Средневзвешенный Pb^{208}/Th^{232} возраст по бастнезитам проявления Улан-Удэнское.

5.2. Радиогенные изотопы Nd

Данные по изотопам Nd для образцов бастнезита из проявлений Южное и Улан-Удэнское приведены в Таблице 13, а также показаны на Рисунке 35 [Редина и др., 2023].

Отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в бастнезите проявления Южное варьируют в узком диапазоне от 0,512122 до 0,512188. Рассчитанные на 130 млн лет значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ изменяются от (-7,41) до (-6,08). Для бастнезита Улан-Удэнского проявления в свою очередь получены отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ от 0,512269 до 0,512348. Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$, рассчитанные на 136 млн лет, варьируют от (-4,28) до (-2,67) и являются более радиогенными относительно минерала из проявления Южное. На Рисунке 28 показан график зависимости $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ и Возраста (млн лет) для проанализированных образцов и проведено сравнение с таковыми для пород щелочно-карбонатитовых позднемезозойских комплексов Западного Забайкалья [Litvinovsky et al., 2002; Владыкин, 2005; Дорошкевич, 2013; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019], Тувы [Nikiforov and Yarmolyuk, 2019] и Южной Монголии [Владыкин, 2005; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019; Nikolenko et al., 2020]. Из рисунка видно, что изотопный состав Nd в бастнезите схож с таковым полученным для пород щелочных карбонатитовых позднемезозойских комплексов Западного Забайкалья.

Таблица 13. Данные изотопного Nd состава бабтнезитов проявлений Южное и Улан-Удэнское

Точка	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	2se	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2se	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	2se	$\varepsilon\text{Nd(T)}$	T_{DM}
Улан-Удэнское								
UU 1	0,024797	0,00003	0,512306	0,00003	0,348397	0,00003	-3,47	683
UU 2	0,024564	0,00003	0,512317	0,00003	0,348387	0,00003	-3,25	673
UU 3	0,024821	0,00003	0,512303	0,00003	0,348386	0,00003	-3,54	686
UU 4	0,025050	0,00003	0,512336	0,00003	0,348404	0,00003	-2,90	660
UU 5	0,029771	0,00002	0,512317	0,00003	0,348384	0,00003	-3,35	692
UU 6	0,029837	0,00004	0,512304	0,00003	0,348393	0,00003	-3,60	703
UU 7	0,030278	0,00002	0,512269	0,00003	0,348396	0,00003	-4,28	734
UU 8	0,033638	0,00025	0,512301	0,00003	0,348409	0,00002	-3,72	720
UU 9	0,028417	0,00002	0,512282	0,00003	0,348386	0,00003	-4,00	716
UU 10	0,028255	0,00003	0,512287	0,00004	0,348420	0,00003	-3,90	711
UU 11	0,028395	0,00002	0,512310	0,00003	0,348388	0,00003	-3,45	693
UU 12	0,028565	0,00003	0,512318	0,00004	0,348383	0,00004	-3,31	687
UU 13	0,025067	0,00004	0,512317	0,00003	0,348385	0,00004	-3,26	675
UU 14	0,028457	0,00003	0,512313	0,00003	0,348399	0,00004	-3,41	691
UU 15	0,026330	0,00003	0,512298	0,00004	0,348402	0,00004	-3,66	695
UU 16	0,026105	0,00004	0,512317	0,00004	0,348390	0,00004	-3,28	679
UU 17	0,024609	0,00003	0,512296	0,00003	0,348397	0,00003	-3,66	690
UU 18	0,025525	0,00002	0,512307	0,00003	0,348375	0,00003	-3,47	685
UU 19	0,025404	0,00003	0,512348	0,00003	0,348403	0,00003	-2,67	651
UU 20	0,024684	0,00002	0,512300	0,00003	0,348405	0,00003	-3,58	687
Южное								
7Yu 1	0,035915	0,00002	0,512122	0,00003	0,348394	0,00004	-7,41	883
7Yu 2	0,038972	0,00003	0,512148	0,00002	0,348396	0,00003	-6,94	876
7Yu 3	0,038859	0,00003	0,512158	0,00002	0,348401	0,00003	-6,74	866
7Yu 4	0,039247	0,00003	0,512177	0,00003	0,348396	0,00004	-6,38	852
7Yu 5	0,039648	0,00005	0,512183	0,00002	0,348405	0,00002	-6,27	849
7Yu 6	0,038043	0,00003	0,512173	0,00003	0,348405	0,00004	-6,44	850
7Yu 7	0,040340	0,00013	0,512152	0,00002	0,348401	0,00004	-6,88	879
7Yu 8	0,038561	0,00002	0,512170	0,00003	0,348393	0,00004	-6,50	854
7Yu 9	0,035061	0,00007	0,512142	0,00003	0,348394	0,00004	-7,00	862
7Yu 10	0,034811	0,00003	0,512160	0,00003	0,348407	0,00004	-6,65	845
7Yu 11	0,034796	0,00002	0,512180	0,00003	0,348400	0,00004	-6,24	828
7Yu 12	0,034181	0,00008	0,512188	0,00002	0,348386	0,00005	-6,08	819
7Yu 13	0,035043	0,00018	0,512164	0,00003	0,348397	0,00004	-6,57	843
7Yu 14	0,033775	0,00002	0,512175	0,00002	0,348403	0,00005	-6,33	827
7Yu 15	0,033724	0,00002	0,512164	0,00003	0,348400	0,00004	-6,55	837
7Yu 16	0,040975	0,00004	0,512155	0,00002	0,348402	0,00004	-6,84	880
7Yu 17	0,035261	0,00002	0,512170	0,00003	0,348399	0,00004	-6,46	839
7Yu 18	0,033691	0,00002	0,512165	0,00003	0,348388	0,00004	-6,52	836
7Yu 19	0,034139	0,00002	0,512171	0,00002	0,348394	0,00004	-6,42	833
7Yu 20	0,033461	0,00002	0,512167	0,00003	0,348394	0,00004	-6,48	833

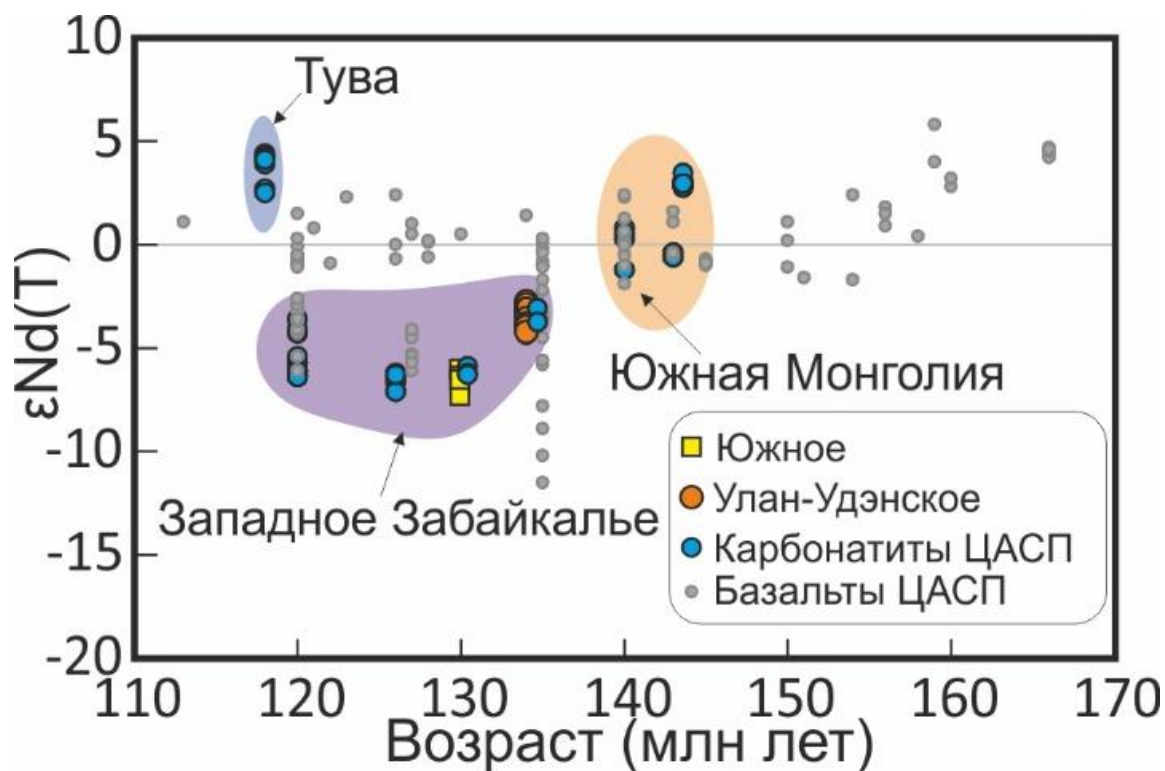


Рисунок 35. $\epsilon_{Nd}(T)$ для бастнезитов из проявлений Южное и Улан-Удэнское. Также даны точки щелочно-карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья [Владыкин, 2005; Дорошкевич, 2013; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019], Тувы [Nikiforov and Yarmolyuk, 2019] и Южной Монголии [Владыкин, 2005; Ярмолук и др., 2018; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019; Nikolenko et al., 2020].

По полученным и литературным данным изучаемые проявления Аршан, Южное, Улан-Удэнское и Мушугай-Худук сформировались в период 140-122 млн лет назад, что соответствует раннему мелу. Этот временной отрезок входит в период проявления щелочно-карбонатитового магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса. Возрастные оценки для карбонатитовых комплексов Западного Забайкалья (Южное, Аршан, Улан-Удэнское, Халюта, Торей) находятся в интервале 136-118 млн лет [Дорошкевич, 2013; Рипп и др., 2019; Nikiforov and Yarmolyuk, 2019] (рис. 36). Карбонатитовые проявления Центральной Тувы (Карасуг, Чайлаг-Хем и Улатай-Чоз) формировались по имеющимся данным в узком временном интервале 118-117 млн. лет [Никифоров и др., 2006; Сальникова и др., 2010; Prokoryev et al., 2016]. Для щелочно-карбонатитовых комплексов

Южной Монголии (Мушугай-Худук, Баян-Хошу, Улугей, Хотгор, Хэцу-Тэг и др.) получен диапазон возрастов 140-130 млн лет [Nikiforov and Yarmoluk, 2019; Nikolenko et al., 2020]. По породам комплекса Мушугай-Худук получены оценки по меланефелиниту $140,4 \pm 2$ млн лет [Nikolenko et al., 2020], по щелочному сиениту 140-133 млн лет [Baatar et al., 2013; Nikolenko et al., 2020], по магнетит-апатитовым породам $135,4 \pm 3,4$ [Nikolenko et al., 2020] и $139,7 \pm 2,6$ [Yang et al., 2021].

Широко проявленная на той же территории эпитермальная флюоритовая минерализация (месторождения Хурайское, Бурун-Ульское, Уртуйское, Абагайтуйское), локализуемая в зонах разломов вдоль линейных систем позднемезозойских рифтовых впадин и не имеющая выраженной связи с процессами магматизма, имеет возраст от 122 ± 5 до 100 ± 8 млн лет по данным К-Аг метода и от 104 ± 3 до 92 ± 2 млн лет по данным Rb-Sr метода [Булнаев, 2002, 2003].

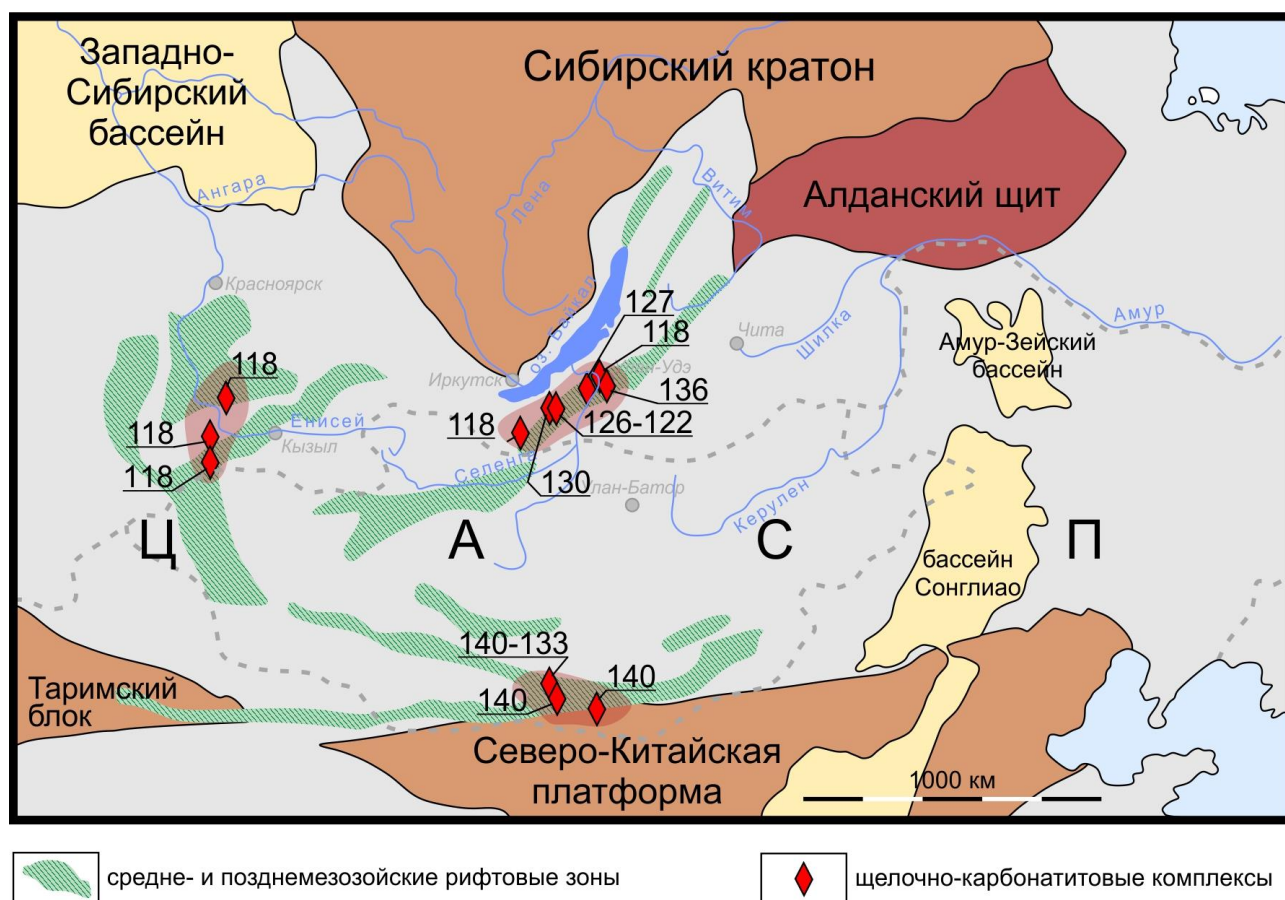


Рисунок 36. Средне-позднемезозойские рифты ЦАСП (упрощенная схема по Kuzmin and Yarmoluk, 2014). Цифрами указан возраст карбонатитовых комплексов в млн лет.

В целом флюоритовая минерализация в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса имеет позднемезозойский возраст. Ее формирование связывают с формированием Центрально-Азиатской рифтовой структуры [Ярмолук и др., 1998; Kuzmin et al., 2010]. Это согласуется с более ранними наблюдениями исследователей относительно проявлений флюоритовой минерализации в Мировом. Еще в 50-е годы прошлого столетия было отмечено, что формирование флюоритовых месторождений связано с проявлением условий растяжения коры, и не локального характера, а именно с крупномасштабными явлениями, формирующими континентальные рифты и линеаменты. Так, например, в Северной Америке с системой грабенов протяженностью более 800 км и являющейся частью континентального рифта от Мексики на юге до Юкона на севере связаны месторождения флюорита Клеар Крик, Джемстаун, Галлинас и др. Их возрастные оценки относятся к Третичному периоду [Van Alstine, 1976]. На Африканском континенте флюоритовая минерализация также приурочена к континентальным рифтам (ЮАР, Малави, Танзания – на юге; Сомали, Египет, Марокко – на севере), однако время ее формирования варьирует от докембрия до третичного периода [Van Alstine, 1976]. Проявления флюоритовой минерализации Африки часто связаны с щедочными интрузивными и эффузивными породами (в том числе, с карбонатитами). Примером РЗЭ месторождения, с широко проявленной флюоритовой минерализацией, является Сонгве Хилл (Малави). Карбонатитовый комплекс Сонгве Хилл является частью позднеюрской-раннемеловой щелочной провинции Чилва, формирование которой связано с развитием рифтовой системы [Broom-Fendley et al., 2017]. Одно из крупнейших флюоритовых месторождений как Евразийского континента, так и Мира, Амба Донгар (Индия), связано с рифтом Нармада. Чандра и др. [Chandra et al., 2019] предложили двух стадийную модель формирования карбонатитового комплекса Амба Донгар: первый этап включает экстракцию низкокарбонатных силикатных расплавов из обогащенной субконтинентальной литосферной мантии, и их застывание на коровом уровне; второй этап выражается в переплавлении этого вещества за счет теплового потока

плюма Реуньон и его вклада фторсодержащего вещества, с последующим разделением на карбонатитовую и нефелинитовую магмы. Время формирования карбонатитового комплекса по данным Ar-Ar и U-Pb датирования составляет 65 млн лет [Ray and Pande, 1999; Fosu et al., 2019; Singh et al., 2022].

Начало формирования Центрально-Азиатской рифтовой структуры в широкомасштабном плане связывают с внедрением мантийных плюмов, интегрированных в единое мантийное поле или суперплюм, влияние которого распространялось на обрамление всего Сибирского континента [Ярмолук и Иванов, 2000; Никифоров и Ярмолук, 2004; Добрецов и др., 2010]. В составе данной структуры выделяют несколько участков: Гоби-Алтайская, Западно-Забайкальская, Восточно-Монгольская рифтовые зоны и Центрально-Тувинский магматический ареал. Наиболее ранние магматические события, связанные с раскрытием Центрально-Азиатского рифта, относятся к концу средней - началу поздней юры. До начала раннего мела в Гоби-Алтайской, Западно-Забайкальской и Восточно-Монгольской вулканических областях формировались трахибазальтово-трахириодацитовые ассоциации пород повышенной щелочности. Наиболее крупные излияния происходили в первой половине раннего мела и имели преимущественно базальт-трахибазальтовый состав. В то же время в данных областях сформировалась система грабенов, определившая их структурный каркас. Кроме того, к окончанию первой половины раннего мела относится фанолит-трахит-сиенитовая ассоциация, которая в большей степени была проявлена в Селенгинском секторе Западно-Забайкальской рифтовой области [Воронцов и др., 2002; Yarmolyuk et al., 2015; Ярмолук и др., 2019]. По литературным данным можно отметить постепенное увеличение щелочности магматических пород в процессе развития рифтовой системы, крайними разностями которых являются карбонатиты. К ним относятся карбонатиты проявлений Аршан, Южное, Улан-Удэнское и Мушугай-Худук [Самойлов и Коваленко, 1983; Рипп и др., 2000, 2009; Doroshkevich et al., 2008, 2010]. Магматическая активность второй половины раннего и позднего мела сохраняет отличительные черты рифтогенного

магматизма, однако масштабы его проявления сильно снижены и состав более однороден (базальт-трахибазальты) [Самойлов и Коваленко, 1983; Ярмолук и др., 1998, 2019; Yarmolyuk et al., 2015].

Анализ изотопного состава Nd позволяет охарактеризовать источник вещества карбонатитов проявления Южное и бастнезит-флюоритовых пород Улан-Удэнского. В целом, изотопный состав Nd изучаемых образцов согласуется с ранее полученными данными по позднемезозойским щелочно-карбонатитовым комплексам Западного Забайкалья (Ошурково, Аршан, Халюта). Изотопный состав Nd в бастнезите показывает значительное истощение радиогенного Nd, что указывает на изотопно обогащенный источник. Высокие содержания фтора и РЗЭ в исследуемых породах (F до 6 мас.%, REE₂O₃ до 9 мас.%) подтверждают невозможность значительной коровой контаминации, поэтому показателю они являются продуктами плавления метасоматизированной литосферной мантии. Считается, что неопротерозойско-палеозойская зона субдукции сыграла большую роль в становлении всего Центрально-Азиатского орогенного пояса. Как следствие, в процессе ее существования литосферная мантия региона была сильно метасоматизирована. Последующие закрытие Палеоазиатского океана, коллизия Сибирского и Северо-Китайского кратонов и достаточно масштабное плюм-литосферное взаимодействие в позднем мезозое спровоцировало образование серии рифтовых зон (Западно-Забайкальская, Центрально-Тувинская, Гоби-Алтайская) [Ярмолук и др., 2019]. Вероятно, флюидонасыщенность плюмовой составляющей способствовала дополнительному метасоматозу литосферной мантии: ее насыщению летучими компонентами, а также рядом редких и редкоземельных элементов [Лхамсурен, 1988]. Обогащение источников магматизма редкими землями отразилось в составе основных пород рифтовых областей, а также в редкоземельной специализации карбонатитов [Ярмолук и др., 2019].

Геохронологические и изотопные исследования проявлений Южное и Улан-Удэнское позволяют сформулировать третье защищаемое положение. **Флюоритовая минерализация проявлений Южное и Улан-Удэнское формировалась в возрастном диапазоне 137-130 млн лет, что совпадает с этапом проявления позднемезозойского щелочно-карбонатитового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе.**

Заключение

Проведенные петрографические, геохимические, термабарогеохимические и геохронологические исследования, а также анализ литературных данных позволяют сформулировать основные выводы о флюоритовой минерализации Позднемезозойской карбонатитовой провинции.

1. Флюоритовая минерализация, локализованная на проявлениях Аршан, Южное, Улан-Удэнское и Мушугай-Худук, генетически связана с карбонатитовым магматизмом. Это подтверждается минеральным составом флюоритсодержащих пород (кальцит, фторкарбонаты РЗЭ, сульфаты Ba и Sr, апатит, монацит, кварц и флогопит), а также геохимическими маркерами (преобладание легких РЗЭ над тяжелыми, вероятность присутствия умеренной как положительной, так и отрицательной европиевой аномалии на хондрит-нормированных спектрах РЗЭ).

2. Формирование флюоритовой минерализации Центрально-Азиатского складчатого пояса, связанной с щелочно-карбонатитовым магматизмом, шло как на позднемагматическом этапе развития рудно-магматических систем, так и на гидротермальном.

3. Флюиды, ответственные за формирование изученных флюоритсодержащих пород, отличаются высокими концентрациями РЗЭ, стронция и углекислоты. В их состав также входят анионы $(\text{SO}_4)^{2-}$, Cl^- , F^- и катионы Na^+ , K^+ , Ca^{2+} . Термометрические исследования выявили широкий температурный диапазон гомогенизации флюидных включений >500 до ~ 100 °C.

4. Флюоритовая минерализация Западно-Забайкальских (Аршан, Южное, Улан-Удэнское) и Южно-Монгольского (Мушугай-Худук) проявлений сформировалась в раннемеловом периоде (~ 136 - 126 млн лет) одновременно с проявлением щелочно-карбонатитового магматизма Центрально-Азиатского складчатого пояса, связанного с внутриплитной магматической рифтогенной активностью. Первичные расплавы для пород исследуемых комплексов были сгенерированы при участии метасоматизированной литосферной мантии.

На основе установленных индикаторных особенностей флюоритовой минерализации, связанной с щелочно-карбонатитовым магматизмом, можно выделить следующие критерии, которые указывают на вероятное развитие редкоземельной минерализации.

- Приуроченность щелочно-карбонатитовых комплексов к краевым частям континентальных рифтовых систем.

- Распространенность кальцита, фторкарбонатов РЗЭ, сульфатов Ba и Sr, апатита, монацита и кварца совместно с флюоритом.

- Длительное развитие данной минеральной ассоциации как на позднемагматическом, так и гидротермальном этапах существования рудно-магматической системы.

- Обогащенность флюорита РЗЭ, особенно легкими РЗЭ $((La/Yb)_n > 40)$, а также отсутствие выраженной европиевой аномалии $(Eu/Eu^* 0,7-1,3)$.

Список литературы

1. Андреева И.А. Силикатные, силикатно-солевые и солевые магмы щелочного карбонатитсодержащего комплекса Мушугай-Худук, Южная Монголия (данные изучения расплавных включений): автореферат дис. к.г.-м.н.: 04.00.08 – петрология и вулканология. М: ИГЕМ, 2000.
2. Арзамасцев А.А., Беа Ф., Глазнев В.Н., Арзамасцева Л.В., Монтеро П. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. - 2001. - Т. 3. - № 1. - С. 1-35.
3. Баскина В.А., Волчанская И.К., Коваленко В.И. Калиевый щелочной вулcano-плутонический комплекс Мушугай-Худук на юге МНР и связанная с ним минерализация // Советская геология. – 1978. – № 4 – С. 86-99.
4. Борисенко А.С., Боровиков А.А., Васюкова Е.А., Павлова Г.Г., Рагозин А.Л., Прокопьев И.Р., Владыкин Н.В. Окисленные магматогенные флюиды, их металлоносность и роль в рудообразовании // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С.182-206.
5. Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии / Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. Ред.: Лаверов Н.П. М: Недра. – 1982. – С. 37-46.
6. Булнаев К.Б. Аршанское месторождение карбонатитов - возможный источник бастнезитовых руд // Отечественная геология. – 2007. – № 3. – С. 63-65.
7. Булнаев К.Б. К вопросу об источнике фтора эпитеpмальных флюоритовых месторождений // Тихоокеанская геология. – 2004. – Т. 23. – № 1. – С. 113-115.
8. Булнаев К.Б. Позднемезозойские вулканы и флюоритовые месторождения Забайкалья и Монголии: возрастные и генетические соотношения // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 5. – С. 103-110.

9. Булнаев К.Б. Флюоритовые месторождения Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука – 1976.
10. Булнаев К.Б. Фтор-бериллиевые месторождения Витимского плоскогорья: минеральные типы, условия локализации, магматизм, возраст (Западное Забайкалье) // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. - № 4. – С. 320-334.
11. Булнаев К.Б., Посохов В.Ф. Изотопно-геохимические данные о природе и возрасте эндогенных карбонатных пород Забайкалья // Геохимия. – 1995. – № 2. – С. 189.
12. Булнаев К.В. Источник фтора эпитермальных флюоритовых месторождений, характер его эволюции // Тихоокеанская геология. – 2002. – Т. 21. – № 5. – С. 85-94.
13. Бурцева М.В. Гидротермальные процессы в карбонатитах Аршанского месторождения (Западное Забайкалье) // Минералы: строение, свойства, методы исследования. – 2010. – № 2. – С. 106-107.
14. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – № 1. – С. 66-90.
15. Владыкин Н. В. Петрология и вещественный состав редкометалльных щелочных комплексов Южной Гоби (Монголия) // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – №. 4. – С. 545-568.
16. Владыкин Н.В. Геохимия изотопов Sr и Nd щелочных и карбонатитовых комплексов Сибири и Монголии и некоторые геодинамические следствия // Проблемы источников глубинного магматизма и плюмы. Труды V международного семинара. – Иркутск-Петропавловск-Камчатский. Изд-во Института географии СО РАН. – 2005. – С. 13-30.
17. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Никифоров А.В. Позднемезозойский магматизм Джидинского сектора Западно-Забайкальской

рифтовой области: этапы формирования, ассоциации, источники // Петрология. – 2002. – Т. 10. – № 5. – С. 510-531.

18. Воронцов А.А., Ярмолюк В.В., Комарицина Т.Ю. Позднемезозойский-раннекайнозойский рифтогенный магматизм Удинского сектора (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 920-946.

19. Гладкочуб Д.П., Станевич А.М., Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Писаревский С.А., Николь Г., Мотова З.Л., Корнилова Т.А. Ранние этапы развития Палеоазиатского океана: данные по LA-ISP-MS датированию детритовых цирконов из позднедокембрийских толщ южного фланга Сибирского кратона // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1472-1490.

20. Гусев Г.С., Кудрявцев Е.К., Гуцин А.В. и др. Геохимическая и металлогеническая специализация структурно-вещественных комплексов. Москва. 1999.

21. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – № 9. – С.1159-1187.

22. Дорошкевич А. Г. Петрология карбонатитовых и карбонатсодержащих щелочных комплексов Западного Забайкалья: дис. – автореферат д. г.-м. н.:25.00.04 – петрология, вулканология. ГИН СО РАН, Улан-Удэ, 2013.

23. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С. К оценке условий образования редкоземельных карбонатитов Западного Забайкалья // Геология и Геофизика. – 2004. – Т.45. – №4. – С. 492-500.

24. Егоров Л.С. Йолит-карбонатитовый плутонизм (на примере меймечакотуйского комплекса Полярной Сибири). Л: Недра. – 1991. – 260 с.

25. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. – 1994. – № 7-8. – С. 94-110.

26. Иванова А.А., Щеглов А.Д. Флюоритовые месторождения континентальных вулканических поясов // Геология и генезис флюоритовых месторождений Забайкалья. Владивосток: ДВНЦ АН СССР. – 1986.
27. Капустин Ю.Л. Минералогия карбонатитов. Л: Наука. – 1971.
28. Кузьмин М. И., Ярмолук В.В. Мантийные плюмы Северо-Восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55. – № 2. – С. 153-184.
29. Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Гальченко В.И. Ермаковское флюорит-бериллиевое месторождение (Западное Забайкалье, Россия). М: ВИМС. – 2009.
30. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф. Эпитермальные флюоритовые месторождения Западного Забайкалья // Геодинамика и минералогения Северной и Центральной Азии: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН, Улан-Удэ, 27–31 августа 2018 года / Ответственный редактор Е.В. Кислов. – Улан-Удэ: Бурятский государственный университет, 2018. – С. 236-238.
31. Ласточкин Е.И., Рипп Г.С., Цыденова Д.С., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Эпитермальные флюоритовые месторождения Забайкалья (геохимические особенности, источники вещества и флюидов, проблемы генезиса) // Геология и геофизика. – 2021. – Т. 62. – № 4. – С. 514-527.
32. Левин В.Я., Роненсон Б.М., Самков В.С., Левина И.А., Сергеев Н.С., Киселев А.П. Щелочно-карбонатитовые комплексы Урала. Екатеринбург. – 1997.
33. Лхамсурен Ж. Флюоритовое оруденение Монголии (рудные формации, генезис и закономерности размещения). Дис. докт. геол.мин. наук. Новосибирск: ИГиГ СО РАН. – 1988. – 45 с.
34. Никифоров А.В., Болонин А.В., Покровский Б.Г., Сугоракова А.М., Чугаев А.В., Лыхин Д.А. Геохимия изотопов (О, С, S, Sr) и Rb-Sr возраст карбонатитов Центральной Тувы // Геология рудных месторождений. – 2006. – Т. 48. – № 4. – С. 296-319.

35. Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. – Т. 47. – №4. – С.360-382.
36. Никифоров А.В., Ярмолук В.В. Позднемезозойская Центрально-Азиатская карбонатитовая провинция // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. – 2004. – Т. 2. – С. 47-49.
37. Онтоев Д.О., Лувсанданзан Б., Гундсамбу Ц. Геологическое строение эндогенная минерализация Мушугайского фтор-редкоземельного месторождения (МНР) // Геология рудных месторождений. – 1979. – № 3. – С. 27.
38. Панина Л.И., Моторина И.В. Жидкостная несмесимость глубинных магм и зарождение карбонатитовых расплавов // Геохимия. – 2008. – № 5. – С. 487-504.
39. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Карманов Н.С., Дмитриева А.С. Несмесимость фторидно-кальциевого и силикатного расплавов в трахириолитовой магме: данные изучения кислых вулканитов Нилгинской депрессии в Центральной Монголии // Петрология. – 2018. – Т. 26. – № 4. – С. 400-425.
40. Перетяжко И.С., Савина Е.А., Сук Н.И., Котельников А.Р., Сапожников А.Н., Шендрик Р.Ю. Эволюция состава фторидно-кальциевого расплава по экспериментальным данным и процессы образования флюорита в риолитах // Петрология. – 2020. – Т. 28. – № 3. – С. 254-279.
41. Платов В.С., Савченко А.А., Игнатов А.М., Гороховский А.М., Шор Г.М., Алексеенко В.Д., Мухин В.Н., Суслова С.В., Платова Е.В., Большакова Т.В., Шеломенцева Т.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Алдано-Забайкальская серия. Лист М-48 – Улан-Удэ. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. – 2009.
42. Платов В.С., Терещенков В.Г., Савченко А.А., Бусуек С.М., Аносова Г.Б., Полянский С.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации

масштаба 1 : 200 000. Серия Селенгинская. Лист М-48-VI. Редактор: Арсентьев В.П. Москва (Санкт-Петербург). – 2000.

43. Прокопьев И.Р., Боровиков А.А., Павлова Г.Г., Борисенко А.С. Роль хлориднокарбонатных расплавов в формировании сидеритовых карбонатитов Fe-F-REE месторождения Карасуг (Республика Тува, Россия) // Доклады академии наук. – 2014. – Т. 455. – № 5. – С.572-575.

44. Редина А.А., Дорошкевич А.Г., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Yang Y. Возраст и источники РЗЭ-флюоритовых проявлений Южное и Улан-Удэнское, связанных с карбонатитовым магматизмом (Западное Забайкалье, Россия) // Геодинамика и тектонофизика. – 2023. – Т.14. – № 6. – 0728.

45. Рёддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир. – 1987.

46. Рипп Г.С., Дорошкевич А.Г., Посохов В.Ф. Возраст карбонатитового магматизма Забайкалья // Петрология. – 2009. – Т. 17. – №. 1. – С. 79-96.

47. Рипп Г.С., Карманов Н.С., Канакин С.В., Дорошкевич А.Г., Андреев Г.В. Цериевый бритоит Мушугайского месторождения (Монголия). Зап. РМО. – 2005. – Т. 134 (2). – С. 90.

48. Рипп Г.С., Кобылкина О.В., Дорошкевич А.Г., Шаракшинов А.О. Позднемезозойские карбонатиты Западного Забайкалья. Улан-Удэ.: БНЦ СО РАН. – 2000.

49. Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Дамдинова Л.Б., Избродин И.А., Рампилов М.О., Савченко А.А., Посохов В.Ф. Флюорит-бастнезитовые породы Улан-Удэнского редкоземельного проявления - новый тип карбонатитов (Россия, Западное Забайкалье) // Науки о Земле и недропользование. – 2020. – Т. 43. – № 2 (71). – С. 145-159.

50. Рипп Г.С., Ласточкин Е.И., Избродин И.А., Савченко А.А., Посохов В.Ф., Мурзинцева А.Е. Флюоритоносные комплексы Забайкалья (связь с магматизмом, геохронология, источники вещества) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы X всероссийской петрографической

конференции с международным участием (27–30 ноября 2018 г.). Томск: ЦНТИ, 2018. – Вып. 10. – С. 305-310.

51. Рипп Г.С., Прокопьев И.Р., Избродин И.А., Ласточкин Е.И., Рампилов М.О., Дорошкевич А.Г., Редина А.А., Посохов В.Ф., Савченко А.А., Хромова Е.А. Бастнезит-флюоритовые породы улан-удэнского проявления (минеральный состав, геохимические особенности, проблемы генезиса) // Геология и геофизика. – 2019. – Т.60. – № 12. – С.1754-1774.

52. Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Никифоров А.В., Котов А.Б., Ярмолук В.В., Анисимова И.В., Сугоракова А.М., Плоткина Ю.В. Бастнезит-перспективный минералгеохронометр для U-Pb-геохронологических исследований // Доклады академии наук. – 2010. – Т. 430. – № 3. – С. 386-388.

53. Самойлов В.С., Коваленко В.И. Комплексы щелочных пород и карбонатитов Монголии. – М: Наука. – 1983.

54. Таттл О., Гиттинс Дж. Карбонатиты. – М.: Мир. – 1969.

55. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57. – № 5. – С. 1005-1027.

56. Ярмолук В.В., Воронцов А.А., Коваленко В.И., Журавлев Д.З. Изотопная неоднородность источников позднепалеозойского внутриплитного магматизма Центральной Азии (на основе данных по изотопам Sr и Nd базальтов бимодальной ассоциации) // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38. – № 6. – С. 1142-1147.

57. Ярмолук В.В., Иванов В.Г. Магматизм и геодинамика Западного Забайкалья в позднем мезозое и кайнозое // Геотектоника. – 2000. – № 2. – С. 43-64.

58. Ярмолук В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма Западного Забайкалья в позднем мезозое – кайнозое (на основе геохимических и изотопных данных) // Петрология. – 1998. – Т. 6. – No 2. – С. 115-138.

59. Ярмолук В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. – 2019. – № 4. – С. 60-77.
60. Andreeva I.A., Kovalenko V.I. Magma compositions and genesis of the rocks of the Mushugai-Khuduk carbonatite-bearing alkaline complex (southern Mongolia): evidence from melt inclusions // Periodico di Mineralogia. – 2003. – № 72. – P. 95-105.
61. Azizi M.R., Abedini A., Alipour S., Bagheri H. The Laal-Kan fluorite deposit, Zanzan Province, NW Iran: constraints on REE geochemistry and fluid inclusions // Arabian Journal of Geosciences. – 2018. – № 11: 719.
62. Baatar M., Ochir G., Kynicky J., Iizumi S., Comin-Chiaramonti P. Some Notes on the Lugiin Gol, Mushgai Khudag and Bayan Khoshuu Alkaline Complexes, Southern Mongolia // International Journal of Geosciences. – 2013. – V. 4. – № 8. – P. 1200-1214.
63. Bau M., Dulski P. Comparative study of yttrium and rare-earth element behaviours in fluorine-rich hydrothermal fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1995. – № 119. – P. 213-223.
64. Brooker R.A. The effect of CO₂ saturation on immiscibility between silicate and carbonate liquids: an experimental study // J. Petrol. – 1998. – V. 39. – P. 1905-1915.
65. Broom-Fendley S., Brady A.E., Wall F., Gunn G., Dawes W. REE minerals at the Songwe Hill carbonatite, Malawi: HREE-enrichment in late-stage apatite // Ore geology reviews. – 2017. – № 81ю – P. 23-41.
66. Bühn B., Rankin A.H., Schneider J., Dulski P. The nature of orthomagmatic, carbonatitic fluids precipitating REE, Sr-rich fluorite: fluid-inclusion evidence from the Okorusu fluorite deposit, Namibia // Chemical Geology. – 2002. – № 186. – P. 75-98.
67. Burisch M., Walter B.F., Wälle M., Markl G. Tracing fluid migration pathways in the root zone below unconformity-related hydrothermal veins: Insights from trace element systematics of individual fluid inclusions // Chemical Geology. – 2016. – № 429. – P. 44-50.

68. Chandra J., Paul D., Viladkar S.G., Sensarma S. Origin of the Amba Dongar carbonatite complex, India and its possible linkage with the Deccan Large Igneous Province // Special Publications. – 2017. – 463. – P. 137-169.
69. Collerson K.D., Williamsb Q., Ewarta A.E., Murphyc D.T. Origin of HIMU and EM-1 domains sampled by ocean island basalts, kimberlites and carbonatites: The role of CO₂-fluxed lower mantle melting in thermochemical upwellings // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2010. – № 181. – P. 112-131.
70. Dalou C., Koga K.T., Hammouda T., Poitrasson F. Trace element partitioning between carbonatitic melts and mantle transition zone minerals: Implications for the source of carbonatites // Geochim Cosmochim Acta. – 2009. – V. 73. – № 1. – P. 239-255.
71. Dalton J.A., Wood B.J. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wall-rock reaction in the mantle // Earth and Planet. - . Sci. Letters. – 1993. – V. 119. – P. 511-525.
72. Daly R.A. Origin of the alkaline rocks // Geol. Soc. Am. Bull. – 1910. – № 21. – P. 87-118.
73. Davies K.A. The phosphate deposits of the Eastern Province, Uganda // Economic geology. – 1947. – № 42. – P. 137-146.
74. Deng X.H., Chen Y.J., Yao J.M., Bagas L., Tang H.S. Fluorite REE-Y (REY) geochemistry of the ca. 850 Ma Tumen molybdenite–fluorite deposit, eastern Qinling, China: Constraints on ore genesis // Ore geology reviews. – 2014. – V. 63. – P. 532-543.
75. Dill H.G. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: mineralogy and geology from aluminum to zirconium // Earth-Science Reviews. – 2010. – № 100. – P. 1-420.
76. Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth-Ueberwasse C. Petrology and geochemistry of the Late mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan–Stanovoy shield, Russia:

constraints on derivation from the ancient enriched mantle source // *International Journal of Earth Sciences*. – 2020. – V. 109. – № 7. – P. 2407-2423.

77. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Moore K.R. Genesis of the Khaluta alkaline-basic Ba-Sr carbonatite complex (west Transbaikalia, Russia) // *Mineralogy and Petrology*. – 2010. – V. 98. – №. 1. – C. 245-268.

78. Doroshkevich A.G., Ripp G.S., Viladkar S.G., Vladyskin N.V. The Arshan REE carbonatites, Southwestern Transbaikalia, Russia: mineralogy, paragenesis and evolution // *The Canadian Mineralogist*. – 2008. – № 46. – P. 807-823.

79. Ernst R.E., Bell K. Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites // *Miner Petrol*. – 2010. – № 98. – P. 55–76.

80. Fan H.-R., Yang K.-F., Hu F.-F., Liu S., Wang K.-Y. The giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit, China: Controversy and ore genesis // *Geoscience Frontiers*. – 2016. – № 7. – 335e344.

81. Fawzy M.K. The genesis of fluorite veins in Gabal El Atawi granite, Central Eastern Desert, Egypt // *Journal of African Earth Sciences*. – 2018. – № 146. – P. 150-157.

82. Flores J.A., Nardi V.S., Formoso M.L.L., Meunier A., Pascal M.L., Fontelles M., Ferreira A.C. Granitic rocks of the Rio dos Burges Mine: host rock of fluorite deposits in Southernmost Brazil // *International Geology Review*. – 2006. – № 48. – P. 63-77.

83. Fosu B.R., Ghosh P., Chew D.M., Viladkar S.G. Composition and U–Pb ages of apatite in the Amba Dongar carbonatite-alkaline complex, India // *Geol J*. – 2019. – 54. – P. 3438-3454.

84. Gagnon J.E., Samson I.M., Fryer B.J., Williams-Jones A.E. Compositional heterogeneity in fluorite and the genesis of fluorite deposits: insights from LA-ICP-MS analysis // *The Canadian Mineralogist*. – 2003. – № 41. – P. 365-382.

85. Geological map of northern-central-eastern Asia and adjacent areas. M 1 : 2 500 000. General Editors-in-chief Li Tingdong, S.Z. Daukeev, B.S. Kim, O. Tomurtogoo, O.V. Petrov. Published and Distributed by Geological Publishing House Beijing, China. – October, 2012.

86. Gibson S.A., Thompson R.N., Dickin A.P. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes // *Earth and Planetary Science Letters*. – 2000. – V. 174. – P. 355-374.
87. Gittins J. The origin and evolution of carbonatite magmas // *Carbonatites: Genesis and Evolution*. – London, 1989. – P. 580-600.
88. Gittins J., Harmer R.E. Myth and reality in the carbonatite – silicate rock “association” // *Miner. Petrol.* – 2003. – V. 72. – P. 19-26.
89. Gittins J., Jago B.C. Differentiation of natrocarbonatite magma at Oldoinyo Lengai volcano, Tanzania // *Mineral Mag.* – 1998. – № 62. – P. 759-768.
90. Guzmics T., Mitchell R.H., Szabo' C., Berkesi M., Milke R., Abart R. Carbonatite melt inclusions in coexisting magnetite, apatite and monticellite in Kerimasi calciocarbonatite, Tanzania: melt evolution and petrogenesis // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. – 2011. – Vol. 161. – № 2. – P. 177-196.
91. Halama R., Vennemann T., Siebel W., Markl G. The Grønnedalika carbonatite-syenite complex, South Greenland: carbonatite formation by liquid immiscibility // *J. Petrol.* – 2005. – V 46. – № 1. – P. 191-217.
92. Harker A. A natural history of the igneous rocks. New York: Macmillan. – 1909.
93. Harmer R.E., Gittins J. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma // *J. Petrol.* – 1998. – V. 39. – P. 1895-1903.
94. Högbom A.G. Über das Nephelinsyeitgebiet auf der Insel Alno // *Geol. Foren Stockholm Forh.* 1895. – V. 17. – P. 100-160.
95. Ismail I., Baioumy H., Ouyang H., Mossa H., Fouad Aly H. Origin of fluorite mineralizations in the Nuba Mountains, Sudan and their rare earth element geochemistry // *J Afr Earth Sci.* – 2015. – № 112. – P. 276-286.
96. Kesler S.E. Geochemistry of Manto fluorite deposits, Northern Coahuila, Mexico // *Economic Geology*. – 1977. – V. 72. – P. 204-218.
97. Kjarsgaard B.A. Phase relation of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa // *J. Petrol.* – 1998. – V. 39. – P. 2061-2075.

98. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites // *Mineral Mag.* – 1988. – V. 52. – P. 43-55.
99. Kjarsgaard B.A., Hamilton D.L. The genesis of carbonatites by immiscibility // *Carbonatites: Genesis and Evolution.* – London, 1989. – P. 388-404.
100. Kogarko L., Veselovskiy R. Geodynamic regime of the carbonatites (absolute paleotectonic reconstructions) // *Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits: Proceedings of XXXIV International Conference, Miass, 04-09 august 2017 / Editors V.A. Zaitsev, V.N. Ermolaeva.* – Miass: GEOKHI. – 2017. – P. 105-108.
101. Kogarko L.N., Kononova V.A., Orlova M.A., Woolley A.R. The Alkaline Rocks and Carbonatites of the World. 2 // *Former USSR.* – London, 1995. – P. 226.
102. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Koto, A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *Journal of Asian Earth Sciences.* – 2004. – V. 23. – № 5 – P. 605-627.
103. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth-Sci Rev.* – 2010. – 102 (1-2). – P. 29-59.
104. Kuzmin, M.I., Yarmolyuk, V.V. Mantle plumes of Central Asia (Northeast Asia) and their role in forming endogenous deposits. *Russian Geology and Geophysics.* – 2014. – T. 55 (2). – C. 120-143.
105. Kynicky J., Samec P. Hydrothermally-metasomatic and exsolution-like mineralization of the carbonatites from the selected localities at Gobi // *Mongolian Geoscientist.* – 2005. – V. 27. – P. 52-56.
106. Lafuente B., Downs R.T., Yang H., Stone N., 2015. The power of databases: the RRUFF project // *Highlights in Mineralogical Crystallography*, Armbruster, T., Danisi, R.M. (Eds.). – Berlin, Germany, W. De Gruyter. – P. 1-30.
107. Le Bas M.J. Carbonatite-nephelinite volcanism. – Willey, New York. – 1977. – P. 330.

108. Le Maitre R.W. *Igneous Rocks: a classification and Glossary of terms*. Cambridge. – 2002. – P. 236.

109. Lee W., Wyllie P.J. Petrogenesis of carbonatite magmas from mantle crust, constrained by the system $\text{CaO}-(\text{MgO}-\text{FeO})-(\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O})-(\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2)-\text{CO}_2$ // *Petrology*. – 1998. – V. 39. – P. 495-517.

110. Li X, Wang G, Mao W, Wang C, Xiao R, Wang M Fluid inclusions, muscovite Ar-Ar age, and fluorite trace elements at the Baiyanghe volcanic be-U-Mo deposit, Xinjiang, Northwest China: implication for its genesis // *Ore Geol Rev.* – 2014. – V. 64. – P. 387-399.

111. Litvinovsky B.A., Jahn B., Zanzilevich A.N., Shadaev M.G. Crystal fractionation in the petrogenesis of an alkali monzodiorite–syenite series: the Oshurkovo plutonic sheeted complex, Transbaikalia, Russia // *Lithos.* – 2002. – 64. – P. 97-130.

112. Liu S., Fan H.-R., Groves D.I., Yang K.-F., Yang Z.-F., Wang Q.-W. Multiphase carbonatite-related magmatic and metasomatic processes in the genesis of the ore-hosting dolomite in the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit // *Lithos.* – 2020. – V. 354–355, 105359.

113. Liu S., Fan H.R., Yang K.F., Hu F.F., Wang K.Y., Chen F.K., Yang Y.H., Yang Z.F., Wang Q.W. Mesoproterozoic and Paleozoic hydrothermal metasomatism in the giant Bayan Obo REE-Nb-Fe deposit: Constrains from trace elements and Sr-Nd isotope of fluorite and preliminary thermodynamic calculation // *Precambrian Research.* – 2018. – V. 311. – P. 228-246.

114. Ludwig K.R. A geochronological toolkit for Microsoft excel // *Isoplot.* – 2003. – V. 3. – P. 1-70.

115. Magotra R., Nanga S., Singh P., Arora N., Srivastava P.K. A New Classification Scheme of Fluorite Deposits // *International Journal of Geosciences.* – 2017. – V. 8. – P. 599-610.

116. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // *Chemical Geology.* – 1995. – V. 120. – P. 223-253.

117. Migdisov A.A., Williams-Jones A.E., Wagner T. An experimental study of the solubility and speciation of the rare earth elements (III) in fluoride- and chloride-bearing aqueous solutions at temperatures up to 300 °C // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 2009. – V. 73. – P. 7087–7109.

118. Mitchell R.H. Carbonatites and carbonatites and carbonatites // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. – V. 43. – № 6. – P. 2049-2068.

119. Möller P., Bau M., Dulski P., Lüders V. REE and Y fractionation in fluorite and their bearing on fluorite formation. In: *Proceedings of the ninth quadrennial IAGOD symposium*. – 1998. – Schweizerbart, Stuttgart, – P. 575–592

120. Möller P., Morteani G: On the geochemical fractionation of rare earth elements during the formation of Ca minerals and its application to problems of the genesis of ore deposits; in S.S. Augustithis (ed.) // *The significance of trace elements in solving petrogenetic problems and controversies*. – Theophrastus Publ. – 1983 – P. 747-791.

121. Möller P., Parekh P.P., Schneider H.J. The application of Tb/Ca – Tb/La abundance ratios to problems of fluorspar genesis // *Mineralium Deposita*. – 1976. – V. 11. – P. 111-116.

122. Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings // *Gondwana Research*. – 2019. – V. 69. – P. 56-72.

123. Nikolenko A.M., Redina A.A., Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ragozin A.L., Vladykin N.V. The origin of magnetite-apatite rocks of MushgaiKhudag Complex, South Mongolia: mineral chemistry and studies of melt and fluid inclusions // *Lithos*. – 2018. – V. 320. – P. 567-582.

124. Nikolenko A.M., Doroshkevich A.G., Ponomarchuk A.V., Redina A.A., Prokopyev I.R., Vladykin N.V., Nikolaeva I.V. Ar-Ar geochronology and petrogenesis of the Mushgai–Khudag alkaline-carbonatite complex (southern Mongolia) // *Lithos*. – 2020. – V. 372. – 105675.

125. Öztürk H., Altuncu S., Hanilçi N., Kasapçı C., Goodenough K.M. Rare earth element-bearing fluorite deposits of Turkey: An overview // *Ore Geology Reviews*. – 2019. – V. 105. – P. 423-444.

126. Palmer D.S., Williams-Jones A. Genesis of the Carbonatite-Hosted Fluorite Deposit at Amba Dongar, India: Evidence from Fluid Inclusions, Stable Isotopes, and Whole Rock-Mineral Geochemistry // *Economic Geology*. – 1996. – V. 91. – P. 934-950.

127. Prokopyev I.R., Borisenko A.S., Borovikov A.A., Pavlova G.G. Origin of REE-rich ferrocarbonatites in southern Siberia (Russia): implications based on melt and fluid inclusions // *Mineralogy and petrology*. – 2016. – V. 110. – №. 6. – P. 845-859.

128. Rankin A.H., Le Bas M.J. Liquid immiscibility between silicate and carbonate melts in naturally occurring ijolite magma // *Nature* – 1974. – V. 250. – P. 206-209.

129. Rankin A.H., Ni P., Zhou J. Fluid inclusion studies on carbonatite dyke and associated quartzite in Bayan Obo, Inner Mongolia, China // *Acta Petrol Sin.* – 2003. – 19. – P. 297-306.

130. Ray J.S., Pande K. Carbonatite alkaline magmatism associated with continental flood basalts at stratigraphic boundaries: Cause for mass extinctions // *Geophysical Research Letters*. – 1999. – 26. – P. 1917-1920.

131. Redina A.A., Doroshkevich A.G., Veksler I.V., Wohlgemuth-Ueberwasser C.C. Fluorite Mineralization Related to Carbonatitic Magmatism in the Western Transbaikalia: Insights from Fluid Inclusions and Trace Element Composition // *Minerals*. – 2021. – 11. – 1183.

132. Redina A.A., Nikolenko, A.M., Doroshkevich, A.G., Prokopyev, I.R., Wohlgemuth-Ueberwasser C., Vladykin N.V. Conditions for the crystallization of fluorite in the Mushgai-Khudag complex (Southern Mongolia): evidence from trace element geochemistry and fluid inclusions // *Geochemistry*. – 2020. – V. 80. – №. 4. – 125666.

133. Salem L.A., Abdel-Moneum A.A., Shazly A.G., El-Shibiny N.H. Mineralogy and geochemistry of Gabal El-Ineigi granite and associated fluorite veins,

central Eastern Desert, Egypt: application of fluid inclusions to fluorite genesis // *J Afr Earth Sci.* – 2001. – V. 32. – № 1. – P. 29-45.

134. Sallet, R., Moritz, R., Fontignie D., 2000. Fluorite $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and REE constraints on fluid–melt relations, crystallization time span and bulk D^{Sr} of evolved high-silica granites. Tabuleiro granites, Santa Catarina, Brazil. *Chemical Geology* 164, 81-92.

135. Sanchez V., Cardellach E., Corbella M., Vindel E., Martín-Crespo T., Boyce A.J. Variability in fluid sources in the fluorite deposits from Asturias (N Spain): Further evidences from REE, radiogenic (Sr, Sm, Nd) and stable (S, C, O) isotope data // *Ore Geol. Rev.* – 2010. – V. 37. – P. 87-100.

136. Sanchez V., Vindel E., Martin-Crespo T., Corbella M., Cardellach E., Banks D. Sources and composition of fluids associated with fluorite deposits of Asturias (N Spain) // *Geofluids.* – 2009. – № 9. – P. 338-355.

137. Santos R.V., Dardenne M.A., De Oliveira C.G. Rare earth elements geochemistry of fluorite from the Mato Preto carbonatite complex, Southern Brazil // *Revista Brasileira de Geociências.* – 1996. – V. 26. – № 2. – P. 81-86.

138. Schwinn G., Markl G. REE systematics in hydrothermal fluorite // *Chemical Geology.* – 2005. – №. 216. – P. 225-248.

139. Shand S.J. Eruptive rocks. London: Thomas Murby, 4 ed. – 1950.

140. Schönenberger J., Köhler J., Markl G. REE systematics of fluorides, calcite and siderite in peralkaline plutonic rocks from the Gardar Province, South Greenland // *Chemical Geology.* – 2008. – V. 247. – P. 16-35.

141. Shu X., Liu Y. Fluid inclusion constraints on the hydrothermal evolution of the Dalucao Carbonatite-related REE deposit, Sichuan Province, China // *Ore Geology Reviews.* – 2019. – № 107. – P. 41-57.

142. Singh T., Upadhyay D., Patel A.K., Mishra B. High MREE-HREE solubility in a carbonatite-derived hydrothermal fluid: Evidence from fluorite-hosted fluid inclusions in the Amba Dongar carbonatite complex, India // *Chemical Geology.* – 2022. – 613. – 121162.

143. Sizaret S., Marcoux E., Jebrak M., Touray J.C. The Rossignol fluorite vein, Chaillac, France: multiphase hydrothermal activity and intravein sedimentation // *Economic Geology*. – 2004. – № 99. – P. 1107-1122.
144. Smith M.P., Campbell L.S., Kynicky J. A review of the genesis of the world class Bayan Obo Fe-REE-Nb deposits, Inner Mongolia, China: Multistage processes and outstanding questions // *Ore Geol Rev.* – 2015. – 64. – P. 459-476.
145. Smith M.P., Henderson P. Preliminary fluid inclusion constraints on fluid evolution in the Bayan Obo Fe-REE-Nb deposit, Inner Mongolia, China // *Econ Geol.* – 2004. – № 95. – P. 1371-1388.
146. Smyth C.H., Jr. The chemical composition of the alkaline rocks and its significance as to their origin // *Am Jour Sci.* – 1913. – Ser. 4. – № 36. – P.33-46.
147. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 1975. – № 26. – P. 207-221.
148. Steele-MacInnis M., Bodnar R., Naden J. Numerical model to determine the composition of H₂O–NaCl–CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2011. – № 75. – P. 21-40.
149. Strong D.F., Fryer B.J., Kerrich R. Genesis of the St. Lawrence fluorspar deposits as indicated by fluid inclusions, rare earth element, and isotopic data // *Economic Geology*. – 1984. – № 79. – P. 1142-1158.
150. Tectonic map of northern-central-eastern Asia and adjacent areas. M 1:2 500 000. Editors-in-chief O.V. Petrov, Yu.G. Leonov, Li Tingdong, O. Tomurtogoo. Published and Distributed by Geological Publishing House Beijing, China. 2014.
151. Trinkler M., Monecke T., Thomas R. Constraints on the genesis of yellow fluorite in hydrothermal barite-fluorite veins of the Erzgebirge, Eastern Germany: evidence from optical absorption spectroscopy, rare-earth-element data, and fluid-inclusion investigations // *The Canadian Mineralogist*. – 2005. – V. 43. – P. 883-898.
152. Van Alstine R.E. Continental rifts and lineaments associated with major fluorspar districts // *Econ Geol.* – 1976. – 71. – P. 977-987.

153. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochim. Cosm. Acta.* – 2012. – V. 79. – P. 20-40.

154. Villa I.M., De Bièvre P., Holden N.E., Renne P.R. IUPAC-IUGS recommendation on the half life of ^{87}Rb // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2015. – 164. – P. 382-385.

155. Vinokurov S.F., Golubev V.N., Krylova T.L., Prokof'ev V.Yu. REE and Fluid Inclusions in Zoned Fluorites from Eastern Transbaikalia: Distribution and Geochemical Significance. *Geochemistry International.* – 2014. – V. 52. – № 8. – P. 654-669.

156. Vladykin N.V. Formation and genesis of super large carbonatite deposits of rare-earth elements // *Geochemistry of magmatic rocks - 2010 / Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks».* – Moscow - Koktebel'. 2010. – P. 218.

157. Wallace M.E., Green D.H. An experimental determination of primary carbonatite magma composition // *Nature.* – 1988. – V.335. - № 6188. – P. 343-346.

158. Walter B.F., Steele-MacInnis M., Giebel R.J., Marks M.A.W., Markl G. Complex carbonate-sulfate brines in fluid inclusions from carbonatites: Estimating compositions in the system $\text{H}_2\text{O}-\text{Na}-\text{K}-\text{CO}_3-\text{SO}_4-\text{Cl}$ // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 2020. – № 277. – P. 224-242.

159. Walter M. J., Bulanova G. P., Armstrong L. S., Keshav S., Blundy J. D., Gudfinnson G., Lord O. T., Lennie A. R., Clark S. M., Smith C. B., Gobbo L. Primary carbonatite melt from deeply subducted oceanic crust // *Nature.* – 2008. – № 454. – P. 622-625.

160. Wood S.A. The aqueous geochemistry of the rare-earth elements and yttrium, 1. Review of available low-temperature data for inorganic complexes and the inorganic REE speciation of nature waters // *Chemical Geology.* – 1990. – № 82. – P. 159-186.

161. Woolley A.R., Kempe D.R.C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition and element distribution // Carbonatites: genesis and evolution. London. – 1989. – P. 1-46.
162. Wyllie P.J., Lee W.J. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas // Journal of Petrology. – 1998. – V. 39. – P. 1885-1893.
163. Wyllie P.J., Tuttle O.F. The system CaO-CO₂-H₂O and the origin of carbonatites // Journal of Petrology. – 1960. – V. 1. – P. 1-46.
164. Xu C., Taylor R.N., Li W., Kynicky J., Chakhmouradian A.R., Song W. Comparison of fluorite geochemistry from REE deposits in the Panxi region and Bayan Obo, China // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – № 57. – P. 76-89.
165. Yang F., Chen W., Kynicky J., Ying Y., Bai T. Combined In Situ Chemical and Sr Isotopic Compositions and U–Pb Ages of the Mushgai Khudag Alkaline Complex: Implications of Immiscibility, Fractionation, and Alteration // Minerals. – 2021. – V. 11. – № 5. – 450.
166. Yang Y.H., Sun J.F., Xie L.W., Fan H.R., Wu F.Y. In situ Nd isotopic measurement of natural geological materials by LA-MC-ICPMS // Chinese Science Bulletin. – 2008. – № 53. – P. 1062-1070.
167. Yang Y.H., Wu F.Y., Li Q.L., Rojas-Agramonte Y., Yang J.H., Li Y., Ma Q., Xie L.W., Huang C., Fan H.R., Zhao Z.F., Xu C. In situ U-Th-Pb dating and Sr-Nd isotope analysis of bastnaesite by LA-(MC)-ICP-MS // Geostandards and Geoanalytical Research. – 2019. – № 43. – P. 543-565.
168. Yarmolyuk V.V., Kovalenko V.I. Deep geodynamics and mantle plumes: their role in the formation of the Central Asian Fold Belt // Petrology. – 2003. – V. 11. – №. 6. – P. 504-531.
169. Yarmolyuk V.V., Kudryashova E.A., Kozlovsky A.M., Lebedev V.A., Savatenkov V.M. Late Mesozoic–Cenozoic intraplate magmatism in Central Asia and its relation with mantle diapirism: Evidence from the South Khangai volcanic region, Mongolia // Journal of Asian Earth Sciences. – 2015. – V. 111. – P. 604-623.