

Министерство науки и высшего образования Российской  
Федерации (Минобрнауки России)  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ  
ИНСТИТУТ ГЕОХИМИИ ИМ. А. П. ВИНОГРАДОВА  
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК  
(ИГХ СО РАН)

УДК 550.42:546.027  
Рег. № НИОКТР  
121060700119-6

УТВЕРЖДАЮ

Директор, доктор геол.-мин. наук

А. Б. Перепелов

« 25 » 01 2022 г



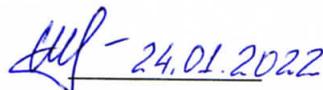
ОТЧЕТ  
О НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ РАБОТЕ

ГЕОХИМИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ИНТРУЗИВНЫХ И  
ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ, ИХ МАНТИЙНЫЕ ИСТОЧНИКИ

Номер проекта № 0284-2021-0008

(промежуточный)

Руководитель проекта  
К.Г.-М.Н.

 24.01.2022 И.А. Сотникова  
подпись, дата

Иркутск 2021

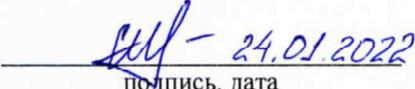
## СПИСОК ИСПОЛНИТЕЛЕЙ

Ответственный исполнитель,  
г.н.с. д.г.-м.н.

  
подпись, дата

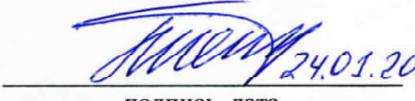
Н.В. Владыкин  
(раздел 1.2, 1.4-1.6,  
2.2,2.3)

Исполнители:  
н.с., к.г.-м.н.

  
подпись, дата

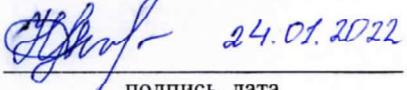
И.А. Сотникова  
(раздел 1.1, 1.2, 1.6,2.2-  
2.5)

н.с., к.г.-м.н.

  
подпись, дата

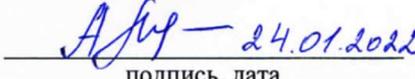
Г.А. Радомская  
(раздел 1.3-1.6)

н.с., к.г.-м.н.

  
подпись, дата

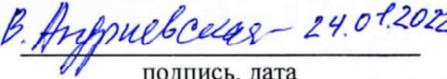
Н.В. Алымова  
(раздел 1.1, 2.1)

Ведущий инженер

  
подпись, дата

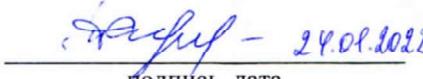
А.Ю. Митрофанова  
(раздел 1.6, 2.5)

Ведущий инженер

  
подпись, дата

В.И. Андриевская  
(раздел 1.1, 1.5, 2.1)

Нормоконтролер,  
с.н.с., к.ф.-м.н.

  
подпись, дата

Т.Ю. Гармышева

## РЕФЕРАТ

Отчет 86 с., 62 рис., 9 таб., источн. 17, прил. 1.

### СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКАЯ ЩЕЛОЧНАЯ ПРОВИНЦИЯ, СЫННЫРИТЫ, АБСОЛЮТНЫЙ ВОЗРАСТ, МИНЕРАЛЫ-КОНЦЕНТРАТОРЫ СТРАТЕГИЧЕСКИХ МЕТАЛЛОВ, ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ МАССИВОВ

Объекты исследования: Ультракалиевый миаскитовый Сыннырский массив (сынныриты), ультранатриевый агпайтовый ультраредкометальный Бурпалинский массив (Северное Прибайкалье).

Полевые наблюдения, детальное петрографическое описание щелочных пород Сыннырского и Бурпалинского массивов позволили выделить слагающие их разновидности (типы) пород, определить последовательность их кристаллизации. Для Сыннырского массива установлена следующая последовательность внедрения и кристаллизации пород: биотитовые пироксениты, шонкиниты ± нефелиновые сиениты и сынныриты, центральный шток щелочных сиенитов и пуласкитов, а также дайки щелочных сиенитов, шток щелочных гранитов, субвулканические комендиты (вулканические аналоги щелочных гранитов). Последовательность формирования пород Бурпалинского массива следующая: дайки шонкинитов → нефелиновые сиениты → трахитоидные щелочные пуласкиты (главная фаза) → жильные нефелиновые, щелочные и эвдиалит-содалит-нефелиновые сиениты, редкометальные агпайтовые сиениты → дайки аляскитов и щелочных гранитов → редкометальных пегматитов + апатит-флюоритовое жильное тело. Приведена характеристика химического, микроэлементного и минерального составов пород, слагающих массивы. Особое внимание обращено на характеристику минералов-концентраторов стратегических металлов. Получены новые данные возраста нефелиновых сиенитов и пегматоидных нефелиновых сиенитов Сыннырского массива ( $292 \pm 1$  млн лет), уточнен возраст Бурпалинского массива: для сиенитов главной фазы -  $294 \pm 1$  млн лет и для редкометальных пегматитов -  $283 \pm 8$  млн лет.

В результате петрологических (изучено более 300 шлифов) и минералогических исследований выявлены минералы-концентраторы стратегических металлов.

Целью исследований по теме проекта является получение вещественных характеристик (возрастных, геохимических, петрографических, минералогических) для калиевых и натриевых щелочных комплексов, проявившихся в единой геодинамической обстановке (складчатых областей) и сопряженных с мантийными плюмами, разработка новых генетических моделей магмо- и рудообразования, выявление общих закономерностей формирования соответствующих рудно-магматических систем.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

РЕФЕРАТ.....	3
ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ .....	5
ВВЕДЕНИЕ.....	6
1. СЫННЫРСКИЙ МАССИВ.....	8
1.1 Геологическое строение Сынырского массива.....	8
1.2 Возраст пород Сынырского массива.....	11
1.3 Петрографическое изучение пород Сынырского массива.....	13
1.4 Минералогический анализ пород Сынырского массива.....	41
1.5 Петрохимические особенности пород Сынырского массива.....	46
1.6 Геохимические особенности пород Сынырского массива.....	52
2. БУРПАЛИНСКИЙ МАССИВ.....	58
2.1 Геологическое строение Бурпалинского массива.....	58
2.2 Возраст пород Бурпалинского массива.....	61
2.3 Минералогический состав рудных пегматитов Бурпалинского массива.....	62
2.4 Петрохимические особенности пород Бурпалинского массива.....	64
2.5 Геохимические особенности пород Бурпалинского массива.....	65
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	81
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ.....	82
ПРИЛОЖЕНИЕ А.....	84

## **ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕН ПЕРЕЧЕНЬ СОКРАЩЕНИЙ И ОБОЗНАЧЕНИЙ:**

В настоящем отчете о НИР применяют следующие сокращения и обозначения:

REE – редкоземельные элементы,

ТЭО – технико-экономическое обоснование,

БГУ – Байкальское геологическое управление,

KZ – кайнозой,

Ср/з – среднезернистые,

Кр/з – крупнозернистые,

М/з – мелкозернистые,

РФА – рентгенофлуоресцентный анализ,

ICP-MS – метод масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой,

Пл. фот. – метод пламенной фотометрии.

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема рудоносности щелочных карбонатитовых комплексов, образовавшихся в различных геодинамических обстановках – в складчатых зонах, на платформах и щитах еще далека от разрешения. Особенно актуальна она в наше время, когда в мире стремительно возрос спрос на месторождения редких элементов – стратегического сырья: Nb-Ta, Zr-Hf, REE, Y – связанных, главным образом, со щелочными комплексами. По щелочным комплексам рифтовых зон платформ и щитов в мире собрано достаточно много данных, чего нельзя сказать о районах складчатых областей. Одним из перспективных районов добычи минерального сырья складчатых зон является Северное Прибайкалье.

Одним из приоритетных направлений науки в разделе «Рационального природопользования» является изучение месторождений редкометалльного стратегического сырья.

Северо-Байкальская провинция приурочена к протяженной рифтовой зоне палеозойского возраста от о. Байкал до Алданского щита, была открыта А.Я. Жидковым в 60-е годы прошлого века и включала 7 щелочных массивов (рисунок 1). Данные массивы изучались в 60-е годы прошлого века.



Условные обозначения: массивы: 1 – Ахит, 2 – Бурпала, 3 – Сынныр, 4 – Якша, 5 – Хороб, 6 – Гилиндра, 7 – Гоуджекит, 8 – Горемыка.

Рисунок 1 – Карта расположения массивов Северо-Байкальской провинции

Сыннырский массив известен месторождением сынныритов, которые были обнаружены при геологической съемке 1963-66 годов. Впервые сынныриты были описаны А.Я Жидковым (ВСЕГЕИ) и им же поднята проблема добычи и использовании их в качестве месторождений Al и K (для изготовления безхлорных удобрений). В мире сынныриты встречаются лишь на трех ультра-К массивах – Сыннырском, Сакунском и

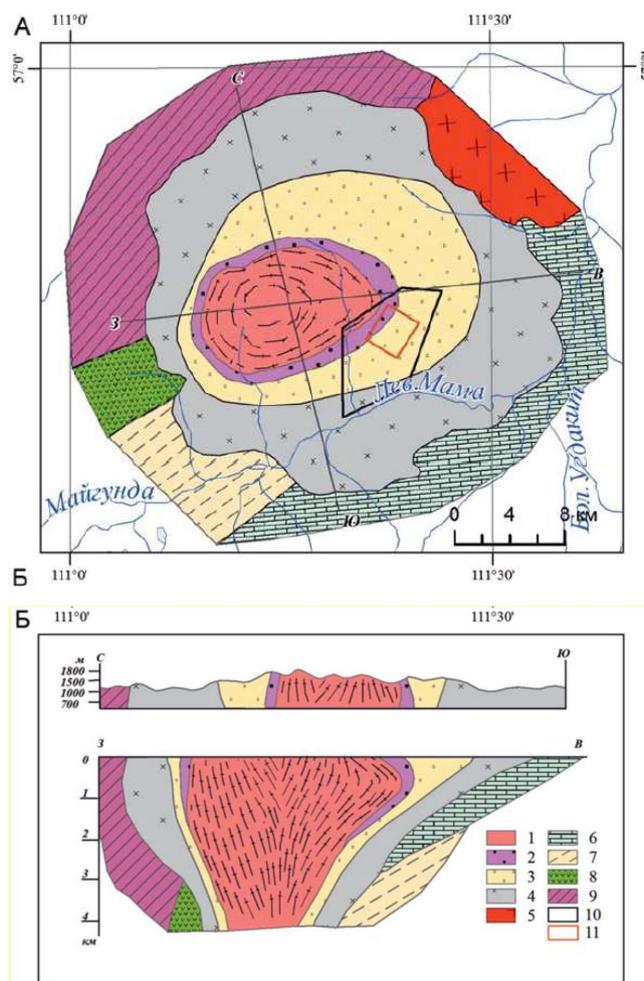
Мурунском, которые компактно расположены в районе зоны БАМ. С 1976 по 1986 годы в Сибирском отделении РАН работала комплексная программа «Сынныриты». Выделены перспективные месторождения Кальюминское, Трехглавое и проявление Верхнеушмунское. Силами различных институтов и БГУ была проведена предварительная разведка на Сыннырском и Сакунском массивах, разработаны 5 методик обогащения сынныритов, просчитано ТЭО, проведены испытания использования сырья в алюминиевой и сельскохозяйственной промышленности. В 1982 году планировалось строительство обогатительной фабрики, но в связи с «перестройкой» и развалом СССР все работы были закрыты, а алюминиевые заводы вынуждены закупать бокситы в Гвинее. Использовать сынныриты возможно без отходов. Кремний, который остается после переработки сынныритов вполне пригоден для производства солнечных батарей.

Бурпалинский массив известен своей рудной редкометальной минерализацией (Nb-Ta, Zr-Hf, REE, Y). Месторождения на данном массиве локализируются в жильных агпаитовых сиенит-пегматитах, на сегодняшний день известно около 100 минералов-концентраторов редких элементов.

# 1 Сыннырский массив

## 1.1 Геологическое строение Сыннырского массива

Сыннырский pluton является самым большим в мире ультракалийевым массивом центрального типа, миаскитового химизма, площадью более 600 км<sup>2</sup> (рисунок 2).



А – схематическая геологическая карта массива; Б – геологические разрезы через массив. Условные обозначения: 1 – диапировый шток щелочных и нефелинсодержащих сиенитов типа пуласкитов, вторая интрузивная фаза; 2–4 – лакколитоподобная интрузия нефелиновых и кальсилитовых сиенитов первой фазы: 2 – полосчато-гнейсовидные и трахитоидные преимущественно кальсилит-калишпатовые псевдолейцитовые сиениты-сынныриты и светло-сланцевидные калишпатовые метасоматиты внутренней зоны, 3 – псевдолейцитовые и пойкилитово-зернистые нефелиновые сиениты промежуточной или переходной зоны, 4 – нефелиновые сиениты, фойяиты, иногда псевдолейцитовые и щелочные сиениты внешней зоны; 5 – гранитоиды витимканского комплекса позднего палеозоя (Шаманский массив); 6 – известняки кооктинской свиты среднего кембрия; 7 – песчаники, гравелиты, алевролиты и конгломераты холоднинской свиты раннего кембрия; 8–9 – эффузивы основного (8) и среднего (9) состава сыннырской свиты протерозоя; 10 – контур лицензионной площади (уч. «Калюмный»); 11 – площадь аэромагнитной съемки

Рисунок 2 – Геологическое строение Сыннырского ультракалийевого массива (по материалам [7])

Сыннырский массив по внутренней структуре относится к массивам центрального типа с вертикальными контактами между фазами и вмещающими породами. Вертикальное внедрение щелочной магмы подтверждается и вертикальным расположением полосчатости – меланократовыми и лейкократовыми частями породы. Жильные образования и более поздние породы – дайки лампрофиров и щелочных гранитов так же имеют контакты с породами главных фаз близкие к вертикальным. Однако при внедрении больших масс К-щелочной магмы, она может растекаться и в горизонтальном направлении. В этой магме при остывании и кристаллизации может происходить расслоение на нефелин-кальсилитовую и лейцитовую части. Притом кристаллы лейцита более легкие, чем сама магма и они могут всплывать, образуя чисто лейцитовые породы. Поэтому может возникать и горизонтальная полосчатость, которая иногда наблюдается и в Сыннырском массиве.

У нас имеются немногочисленные Sr-Nd изотопные данные, подтверждающие мантийный источник пород Сыннырского массива. Так как мантия ультраосновного состава, то при ее частичном плавлении (менее 1 %) возникает первичная щелочно-ультраосновная магма, а щелочные породы являются ее дифференциатами. В складчатых зонах (одной из которых находится Сыннырский массив) в мантию субдуцируется коровый материал и в процессе рециклинга он растворяется в ультраосновной мантии. В результате чего образуется мантия смешанного состава с изотопными метками Sr более 0.707, которые также характерны для пород Сыннырского массива.

Схема магматизма массива представляется следующим образом: Ранними породами являются биотитовые пироксениты, которые встречаются в виде ксенолитов в щелочных породах. Геофизические исследования также подтверждают наличие в более глубоких частях массива зоны магнитных пород, вероятнее всего, биотитовых пироксенитов. Следующей фациальной разновидностью являются шонкиниты. Они встречаются как в виде ксенолитов в сиенитах, так образуются и совместно с нефелиновыми сиенитами и сынныритами, при расслоении щелочной магмы на меланократовую и лейкократовую части. Этот процесс очень часто наблюдается в К-щелочных комплексах, например, в Мурунском массиве [2, 3].

Главная фаза массива представлена нефелиновыми и лейцит-нефелиновыми породами с участками сынныритов – чисто лейцитовыми образованиями (лейцит метастабильный минерал и со временем распадается на псевдолейцит). Нераспавшейся лейцит встречается только в лавах четвертичного периода KZ эры. Взаимоотношения сынныритов и нефелиновых сиенитов фациальные. Как разновидность нефелиновых сиенитов встречены содалитовые сиениты.

Следующая фаза Сыннырского массива представлена центральным штоком щелочных сиенитов и пуласкинов, а также дайками щелочных сиенитов, которые секут нефелиновые сиениты и сынныриты. Составы щелочных сиенитов варьируют от слабо нефелиновых – пуласкинов, через полевошпатовые (безнефелиновые), до кварцсодержащих сиенитов. Все породы секутся меланократовыми дайками лампрофиров.

Следующая фаза представлена щелочными гранитами, проявленная в виде штока в СВ – приконтактной части массива. Там же мы обнаружили и крупное тело субвулканических комендитов (вулканические аналоги щелочных гранитов). Подтверждением генетической связи гранитов и сиенитов является обнаружение крупной дайки щелочных гранитов, которая сечет сынныриты. Это дайка является поздним дифференциатом Сыннырского комплекса – агпаитовая, содержит эгирин и типичный агпаитовый минерал – астрофиллит. В Северном экзоконтакте массива [9] обнаружены щелочно-ультраосновные вулканыты – нефелиниты и фонолиты, которые, возможно, отвечают первичной магме Сыннырского плутона.

## 1.2 Возраст пород Сыннырского массива

Первые данные о возрасте Сыннырского плутона (К/Аг метод) опубликованы А.Я. Жидковым в 1963 году [6]. Позже [8] проведены определения К/Аг методом по породам и получен возраст 230–206 млн лет и по слюдам 300–350 млн лет. Ими же по циркону из нефелиновых сиенитов (U/Pb методом) был получен возраст 330 млн лет. Работы были продолжены Г.В. Андреевым и В.Ф. Посоховым (ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ). По 8 различным породам Сыннырского массива ими была получена изохронна (Rb/Sr метод) с возрастом 287 млн лет [1]. Пробы пород ими взяты с ЮВ части сыннырит-нефелинового кольца и с Восточной части пуласкитового штока центральной части массива. Последние определения довольно надежные.

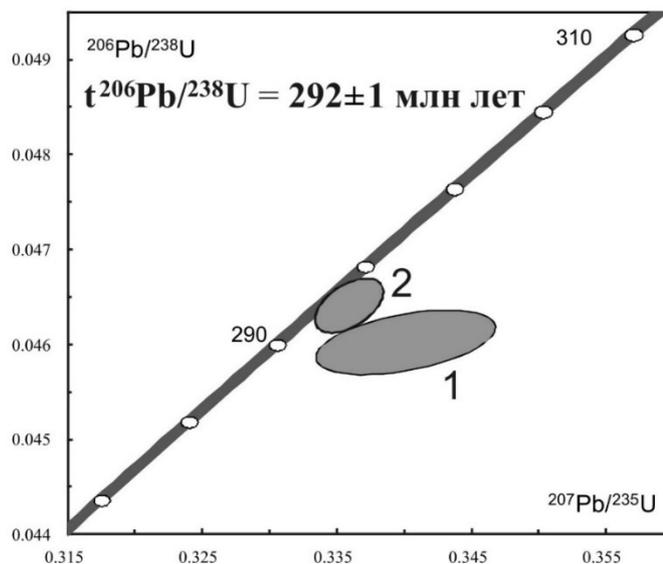
Нами для проведения геохронологических U-Pb-исследований по гранатам были выделены черные гранаты андрадит-меланитового состава из ср/з нефелинового сиенита (СНР 5/2) и кр/з пегматоидного сиениты (СНР 3/11). Вес проб составлял 5 кг. Проба дробилась до 1 мм, промывалась на концентрационном столе и делилась в тяжелой жидкости (бромформе –  $\text{CHBr}_3$ ). Затем из тяжелой фракции гранат выделялся на сепараторе изодинамическом магнитном (СИМ-1). Затем под бинокляром вручную отбирались визуально "чистые" фрагменты кристаллов размером не более 200 мкм. Гранат подвергался предварительной кислотной обработке 6N HCl согласно модифицированной методике [DeWolf et. al, 1996]. Разложение граната, последующее химическое выделение U и Pb осуществлялось в соответствии с модифицированными методиками [11]. Определение изотопного состава Pb и U выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI в статическом или динамическом режимах (при помощи счётчика ионов). Использовался изотопный индикатор  $^{235}\text{U}$ - $^{202}\text{Pb}$ . Точность определения U/Pb отношений и содержаний U, Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 10 пг для Pb и 1 пг для U. Последующая обработка экспериментальных данных осуществлялась в программах "PbDat" [13] и "ISOPLOT" [Ludwig K.R., 2012]. При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада U [16]. Поправки на обычный Pb приведены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

Проанализированные гранаты демонстрируют высокий уровень содержания урана (13 мкг/г). Гранат из пробы СНР-5/2 характеризуется высокой долей обыкновенного свинца ( $\text{Pbc/Pbt} = 0.33$ ), что, вероятно, может быть связано с микровключениями Pb-содержащих минералов. Для дальнейшего использования граната из данной пробы необходимы детальные исследования состава и строения. Гранат из пробы СНР-3/11 характеризуется низкой долей обыкновенного свинца. Оценка возраста граната из

пегматоидного нефелинового сиенита (проба СНР-3/11), рассчитанная по отношению  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  составляет 292 млн лет (таблица 1, рисунок 3).

Таблица 1 – Результаты изотопных U-Pb исследований гранатов из щелочных пород Сыннырского массива

Название пород	Навеска, мг	Pb, мкг/г	U, мкг/г	Pbc/Pbt	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
					$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Нефелиновый сиенит (СНР-5/2)	0.36	1.11	13.04	0.33	76.33	$0.0536\pm 8$	$0.3902\pm 1$	$0.3401\pm 55$	$0.0460\pm 3$	0.46	$297\pm 5$	$290\pm 2$	$353\pm 33$
Пегматоидный нефелиновый сиенит (СНР-3/11)	1.00	0.91	13.16	0.16	171.52	$0.0525\pm 3$	$0.3893\pm 1$	$0.3359\pm 21$	$0.0464\pm 1$	0.51	$294\pm 2$	$292\pm 1$	$306\pm 12$



Номера точек соответствуют порядковым номерам в таблице 1.

Рисунок 3 – Диаграмма с конкордией для гранатов из сиенитов, Сыннырский массив

Полученные данные хорошо сопоставимы с данными Rb/Sr возраста 287 млн лет, полученные [1]. Ранее А. Я. Жидковым в работе [7] приводятся данные по амфиболу и слюде из щелочных лампрофиров Сыннырского массива, равные 247 млн лет. Лампрофиры на участке «Калюмный» приурочены к более поздним тектоническим разломам и пересекают сынныриты. Поэтому их возраст можно считать довольно реальным. Более молодые возраста, полученные А.Я.Жидковым по лейцитовым породам К/Аг возрастом можно считать заниженным из-за потере аргона при распаде лейцита на кальсилит и микроклин.

### 1.3 Петрографическое изучение пород Сыннырского массива

Было изучено около 300 шлифов всех пород массива, ниже приведено описание самых представительных для главных разновидностей пород. Шлифы предварительно были прокрашены по специальной методике, позволяющей наиболее эффективно оценить процентное соотношение полевых шпатов и фельдшпатоидов. Методика окрашивания состоит из двух этапов: 1) непокрытый шлиф погружают на 5 минут в 2% раствор HCl, 2) шлиф выдерживают в течение 15 минут в 50% растворе алюминона с добавлением уксусной кислоты. Фельдшпатоиды приобретают розовый цвет различной степени насыщенности.

#### 1 Шлиф № СНР-16/4, лампрофир

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой меланократовую породу темно-серого цвета с редкими мелкими миндалекаменными полостями, заполненными вторичными минералами (рисунок 4).

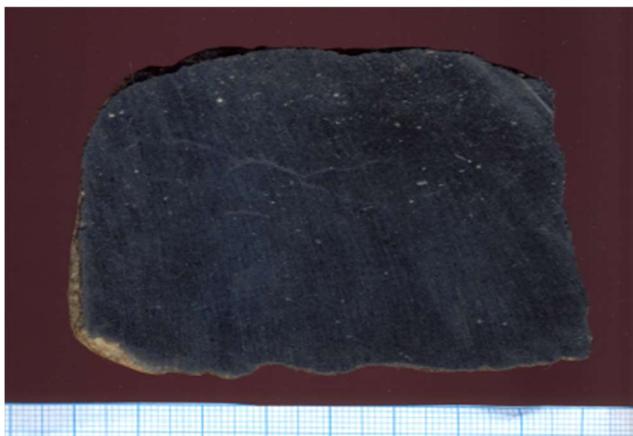


Рисунок 4 – Сканированная поверхность образца СНР-16/4 (810601А)

Лампрофир представляет собой полнокристаллическую, тонкозернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, биотитом и клинопироксеном. Отмечается существенное содержание апатита и незначительные количества титанита и рудного вещества. В образце отмечаются мелкие миндалекаменные пустоты, заполненные вторичными минералами.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат – 40, биотит – 30, клинопироксен – 25, апатит – 3, титанит – менее 1, рудные минералы – менее 1.

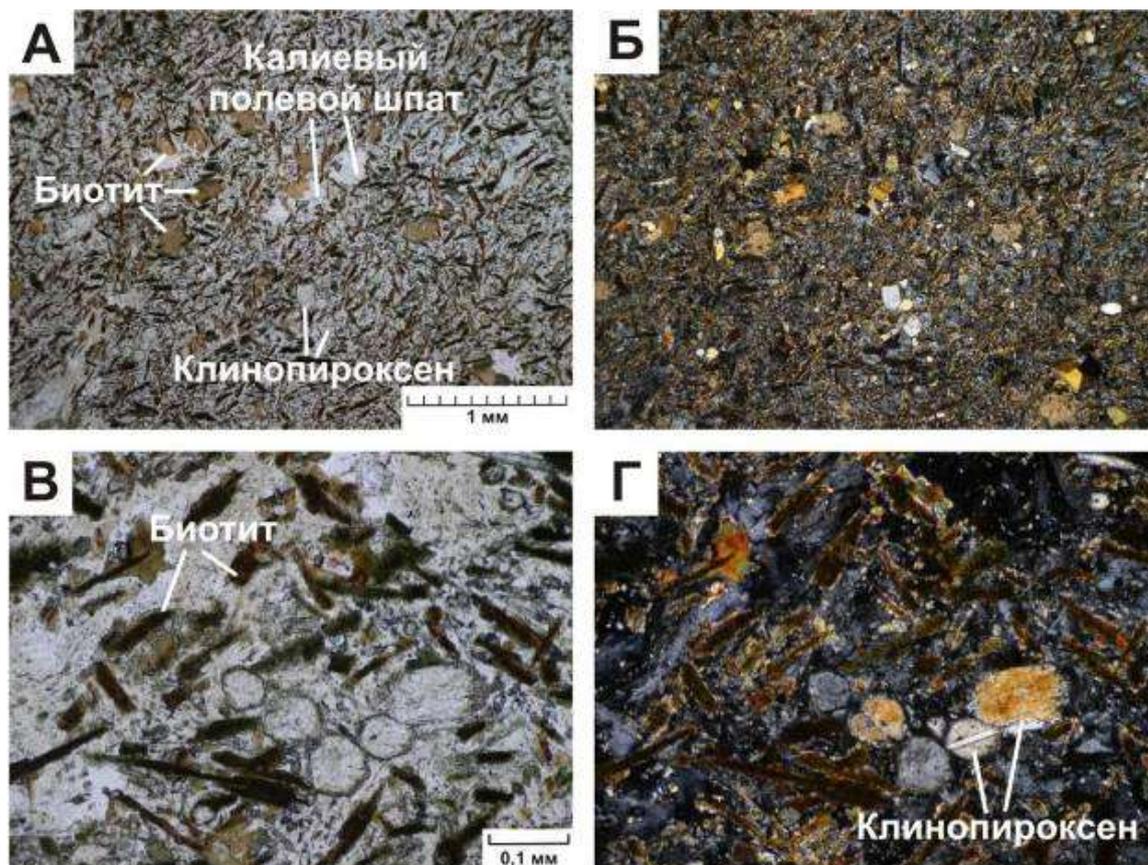
Клинопироксен встречается в виде бледно-зеленоватых идиоморфных и гипидиоморфных зерен с сечениями в шлифе изометричной и вытянутой формы. Размер зерен от 0,1×0,1 до 0,1×0,2 мм (рисунок 5).

Кристаллы биотита имеют в шлифе гипидиоморфные призматические и таблитчатые формы. Размер зерен от 0,03×0,03 до 0,03×0,2 мм. Биотит имеет ярко

выраженный плеохроизм от коричнево-оранжевого до коричнево-зеленоватого цвета. Минерал равномерно распределён в породе.

Калиевый полевой шпат ксеноморфен по отношению к темноцветным минералам и имеет таблитчатые зёрна изометричной и вытянутой формы. Размеры зерен – от 0,1×0,1 до 0,1×0,3 мм.

Титанит и апатит – акцессорные минералы в лампрофире. Призмы кристаллов апатита идиоморфны. Размер их составляет менее 0,05 мм. Титанит встречается редко в виде неправильных округлых зёрен размером не более 0,04 мм.



А, В – николи параллельны, Б, Г – николи скрещены.

Рисунок 5 – Микрофотографии лампрофира в проходящем свете. Шлиф СНР-16/4 (810601А)

Химический состав породы (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 47,58, TiO<sub>2</sub> – 1,75, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 12,80, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 9,56, MnO – 0,14, MgO – 6,39, CaO – 6,77, Na<sub>2</sub>O – 0,41, K<sub>2</sub>O – 10,60, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 2,10, Ba -0,482, Sr – 0,152, Zr – 0,037, SO<sub>3</sub> – 1,7, ппп – 0,00, сумма – 99,36.

2 Шлиф № СНР-16/13, лампрофир щелочной

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой меланократовую породу тёмно-серого цвета с мелкими порфировыми вкрапленниками биотита и редкими миндалекаменными полостями, заполненными вторичными минералами (рисунок 6).



Рисунок 6 – Сканированная поверхность образца SNP-16/13

Лампрофир щелочной представляет собой полнокристаллическую, мелкозернистую породу, преимущественно сложенную фельдшпатоидом, калиевым полевым шпатом, биотитом и клинопироксеном. Отмечаются незначительные количества оливина и апатита. В образце наблюдаются мелкие миндалекаменные пустоты, заполненными вторичными минералами.

Содержание минералов (об. %): Фельдшпатоид (нефелин и/или кальсилит) – 40, калиевый полевой шпат – 25, биотит – 23, клинопироксен – 10, оливин – менее 1, апатит – 1.

Клинопироксен встречается в виде серо-зеленоватых идиоморфных и гипидиоморфных кристаллов с сечениями в шлифе изометричной и вытянутой формы. Размер зерен от  $0,1 \times 0,1$  до  $0,1 \times 0,3$  мм (рисунок 7А, 7Б).

Порфиновые кристаллы биотита имеют ярко выраженную оптическую зональность и обладают в шлифе гипидиоморфными призматическими и таблитчатыми формами. Размер таких вкрапленников может достигать 2 мм. Биотит плеохроирует от оранжево-коричневого до тёмно-коричневого цвета. По краю зона шириной менее 0,1 мм плеохроирует в более светлых оттенках. В основной массе биотит распределён равномерно и имеет гипидиоморфные призматические и таблитчатые формы. Размер зерен гораздо мельче, чем порфировидных вкрапленников и варьирует от  $0,05 \times 0,05$  до  $0,7 \times 0,05$  мм. Плеохроирует от коричнево-оранжевого до коричнево-зеленоватого цвета.

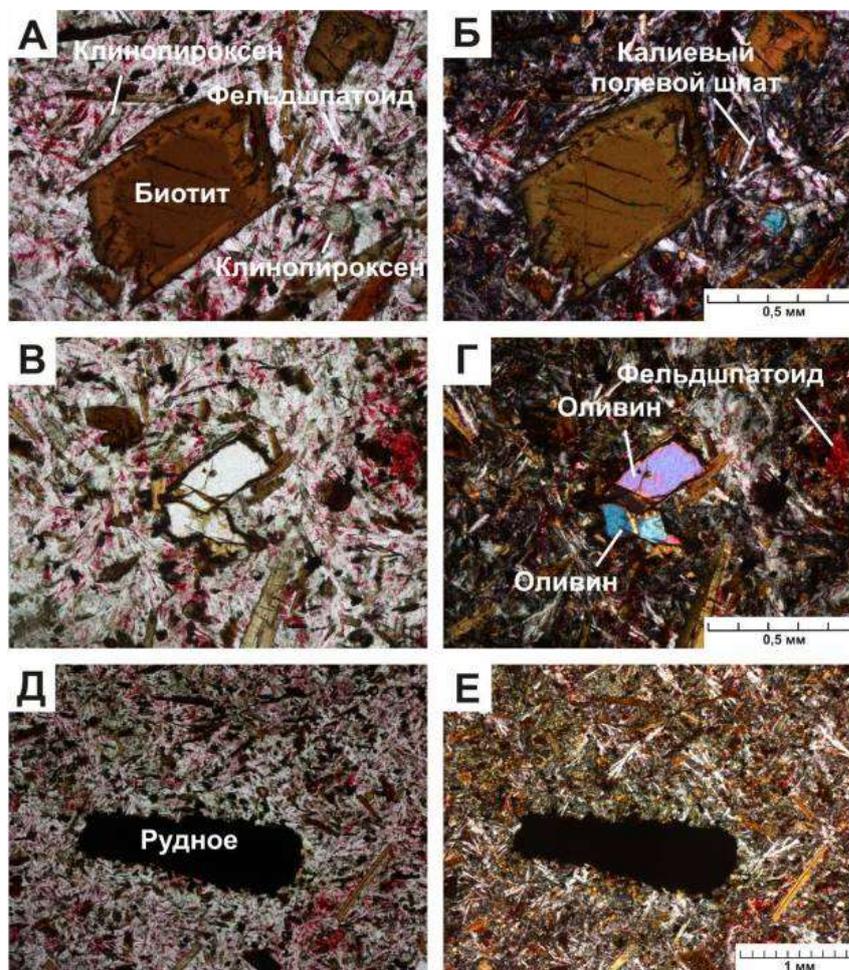
Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата идиоморфны, и в шлифе имеют сечения вытянутой призматической, таблитчатой, шестоватой формы. Размеры зерен – от  $0,01 \times 0,01$  до  $0,01 \times 0,1$  мм.

Фельдшпатоид не имеет ясных кристаллографических очертаний, но благодаря методике прокрашивания шлифов розовые участки явно ксеноморфны по отношению к калиевому полевоому шпату.

Бесцветные идиоморфные кристаллы оливина встречаются в породе редко. Размер вкрапленников составляет  $\sim 0,2 \times 0,1$  мм

Апатит – акцессорный минерал в породе. Призмы кристаллов апатита идиоморфны. Размер их составляет менее 0,05 мм.

Рудное вещество по форме встречается двух типов – мелких (менее 0,01 мм) кристаллов с сечением квадратной, треугольной и прямоугольной формы, и виде крупных (более 1 мм) аллотриоморфных вытянутых агрегатов (рисунок 7Д, 7Е).



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 7 – Микрофотографии лампрофира щелочного в проходящем свете. Шлиф СНР-16/13

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 49,89,  $\text{TiO}_2$  – 1,14,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 18,52,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 8,71,  $\text{MnO}$  – 0,19,  $\text{MgO}$  – 2,11,  $\text{CaO}$  – 3,39,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 5,68,  $\text{K}_2\text{O}$  – 6,69,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,90, Ва – 0,105, Sr – 0,107, Zr – 0,042,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 2,41, сумма – 99,87.

3 Шлиф № СНР-16/24, шонкинит мелкозернистый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой меланократовую породу тёмно-серого цвета (рисунок 8).



Рисунок 8 – Сканированная поверхность образца SNP-16/24 (810582)

Шонкинит представляет собой полнокристаллическую мелкозернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, клинопироксеном, биотитом и гранатом. Отмечаются незначительные количества фельдшпатоида. Из аксессуарных минералов встречается титанит и апатит.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 40, клинопироксен – 30, биотит – 20, фельдшпатоид – менее 1, гранат – 6, титанит – 2, апатит – 1.

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата ксеноморфны по отношению к темноцветным минералам. Размер их достигает 0,6 мм (рисунок 9). При скрещенных николях обнаруживается характерная микроклиновья решётка, позволяющая отнести калиевый полевой шпат к микроклину.

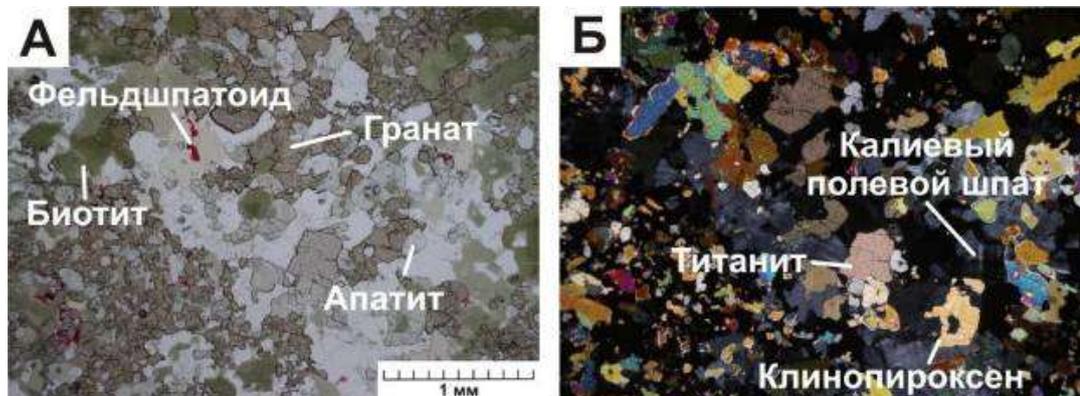
Клинопироксен является распространенным минералом породы. Призматические кристаллы гипидиоморфны, размер их достигает до 1,0×0,4 мм. В шлифе минерал плеохроирует от болотно-зеленого до темно-желтого цвета. В пироксене отмечаются включения апатита. Минерал образует закономерные сростки с биотитом и гранатом (±титанит) размером до 5 мм.

Биотит занимает второстепенное положение среди темноцветных минералов. Идиоморфные и гипидиоморфные удлиненные призматические кристаллы плеохроируют болотно-зелёным цветом с различной степенью его насыщенности (рисунок 9А). Размер их составляет 0,4×0,2 мм.

Коричневые изометричные аллотриоморфные зёрна граната наряду с биотитом образуют закономерные сростания с клинопироксеном (рисунок 9А).

Титанит и апатит – аксессуарные минералы шонкинита. Светло-коричневые гипидиоморфные удлиненные кристаллы титанита в сечении имеют таблитчато-призматическую форму. Их размер в среднем составляет 0,4×0,3 мм. Идиоморфные и

гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными сечениями в шлифе и небольшими размерами – до 0,15×0,25 мм (рисунок 13А).



А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Рисунок 9 – Микрофотографии лампрофира щелочного в проходящем свете. Шлиф СНР-16/24 (810582)

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 48,23,  $\text{TiO}_2$  – 1,07,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 12,20,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 9,15,  $\text{MnO}$  – 0,15,  $\text{MgO}$  – 9,05,  $\text{CaO}$  – 9,17,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,25,  $\text{K}_2\text{O}$  – 9,14,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,56, Ва – 0,216, Sr – 0,117, Zr – 0,014,  $\text{SO}_3$  – 0,014, пшп – 0,97, сумма – 100,28.

#### 4 Шлиф № СНР 16/17, шонкинит среднезернистый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой пятнистую породу с меланократовыми и более светлыми участками (рисунок 10).

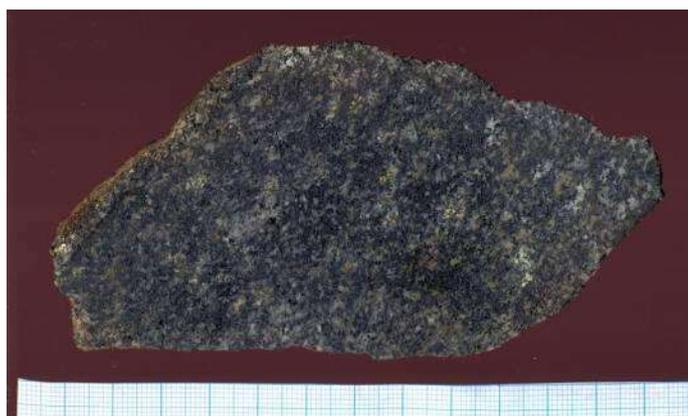


Рисунок 10 – Сканированная поверхность образца СНР-16/17

Шонкинит представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, клинопироксеном и биотитом. Отмечается содержание аморфного вещества, которое, скорее всего, представляет собой изменившийся фельдшпатоид. В этой массе обнаружены включения канкринита.

Отмечаются незначительные количества амфибола и рудного минерала. Из акцессорных минералов встречается титанит и апатит.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат – 45, клинопироксен – 25, биотит – 17, аморфная масса (распавшийся фельдшпатоид) – 4, амфибол – 2, канкринит – менее 1, титанит – 3, апатит – 1, рудный минерал – 2.

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата имеют разную степень идиоморфизма: часть кристаллов ксеноморфны по отношению к темноцветным минералам, а другая часть кристаллов – гипидиоморфны. Они имеют хорошо выраженную в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 2 мм при ширине 0,8 мм (рисунок 11).

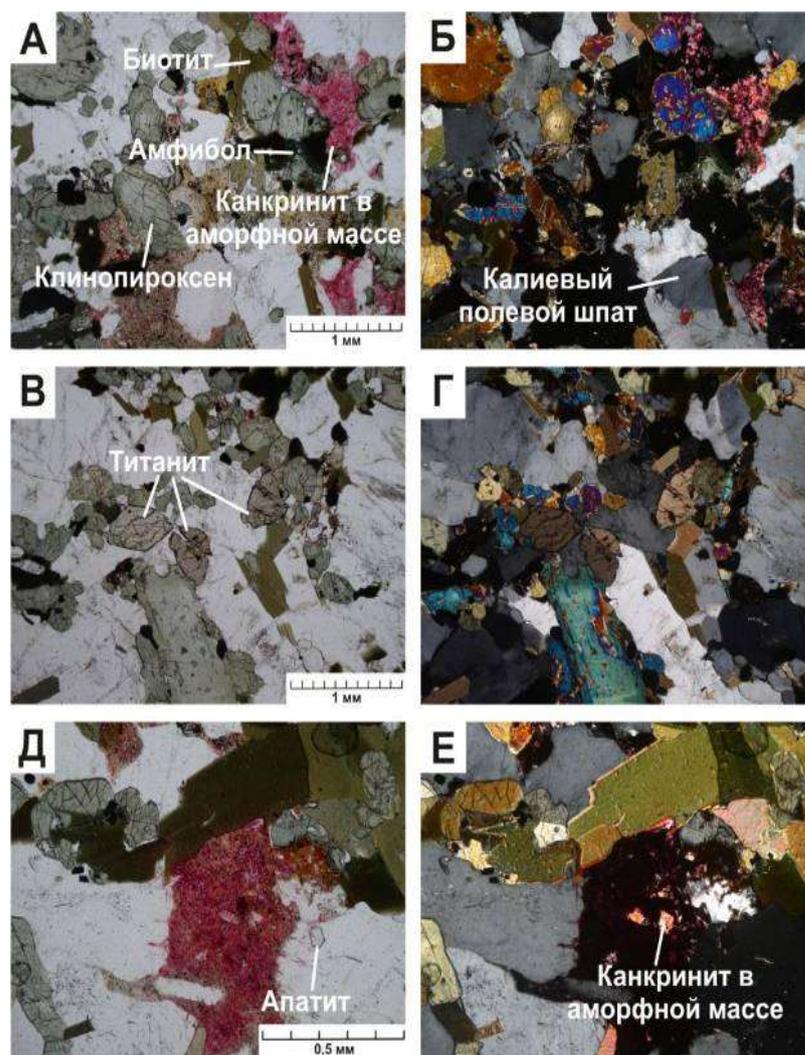
Клинопироксен является распространённым минералом породы. Призматические кристаллы гипидиоморфны, размер их достигает до 1,0×0,4 мм. В шлифе минерал оптически зонален – в центральной части он имеет светло-сине-зелёный цвет, а по периферии насыщенность цвета выше (рисунок 11А, 11В, 11Д). Клинопироксен обнаруживает слабый плеохроизм. Минерал образует сростки с биотитом, титанитом и аморфным веществом. В пироксене отмечаются многочисленные мелкие включения биотита, апатита и рудного.

Биотит занимает второстепенное положение среди темноцветных минералов. Идиоморфные и гипидиоморфные удлинённые призматические кристаллы плеохроируют болотно-зелёным цветом с различной степенью его насыщенности (рисунок 11А, 11В, 11Д). Размер их составляет 0,4×0,2 мм.

Аморфное вещество ксеноморфно по отношению к темноцветным минералам и образует с ними тесные срастания. При скрещенных николях оно изотропно. Внутри обнаруживаются редкие включения канкринита размером до 0,1 мм.

Титанит, апатит и рудное – акцессорные минералы шонкинита. Светло-коричневые идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы титанита в сечении имеют конвертообразную форму. Их размер в среднем составляет 0,4×0,4 мм. Бесцветные идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными гексагональными сечениями в шлифе и небольшими размерами – до 0,2×0,05 мм (рисунок 11А). Непрозрачные идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении прямоугольную и треугольную формы. Размер их достигает 0,3 мм.

Химический состав породы (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 50,23, TiO<sub>2</sub> – 1,26, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 13,99, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 11,07, MnO – 0,175, MgO – 4,052, CaO – 6,51, Na<sub>2</sub>O – 1,69, K<sub>2</sub>O – 7,73, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,85, Ba – 0,782, Sr – 0,392, Zr – 0,013, SO<sub>3</sub> – н.о., ппп – 0,60, сумма – 99,34.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 11 – Микрофотографии шонкинита среднезернистого в проходящем свете. Шлиф СНР-16/17

#### 5 Шлиф № СНР 16/23, сиенит мезократовый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой серую среднезернистую породу (рисунок 12).



Рисунок 12 – Сканированная поверхность образца СНР-16/23

Сиенит представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, клинопироксеном и биотитом. Отмечается содержание аморфного вещества, которое, скорее всего, представляет собой изменившийся фельдшпатоид. В этой массе обнаружены включения канкринита. Отмечаются незначительные количества амфибола и рудного минерала. Из акцессорных минералов встречается титанит и апатит.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат – 65, клинопироксен – 20, биотит – 5, нефелин и аморфная масса (распавшийся фельдшпатоид) – 6, амфибол – 1, канкринит – менее 1, титанит – 1, апатит – 1, рудный минерал – менее 1.

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата имеют разную степень идиоморфизма: часть кристаллов ксеноморфны по отношению к темноцветным минералам, а другая часть кристаллов – гипидиоморфны. Они имеют хорошо выраженную в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 3 мм при ширине 1,3 мм (рисунок 12).

Клинопироксен является распространённым минералом породы. Призматические кристаллы гипидиоморфны, размер их достигает до 1,2×0,5 мм. В шлифе минерал имеет серовато-зелёный цвет (рисунок 13А, 13В, 13Д). Клинопироксен обнаруживает слабый плеохроизм. Минерал образует сростки с биотитом, амфиболом, титанитом и фельдшпатоидом. В пироксене отмечаются многочисленные мелкие включения биотита, апатита и рудного.

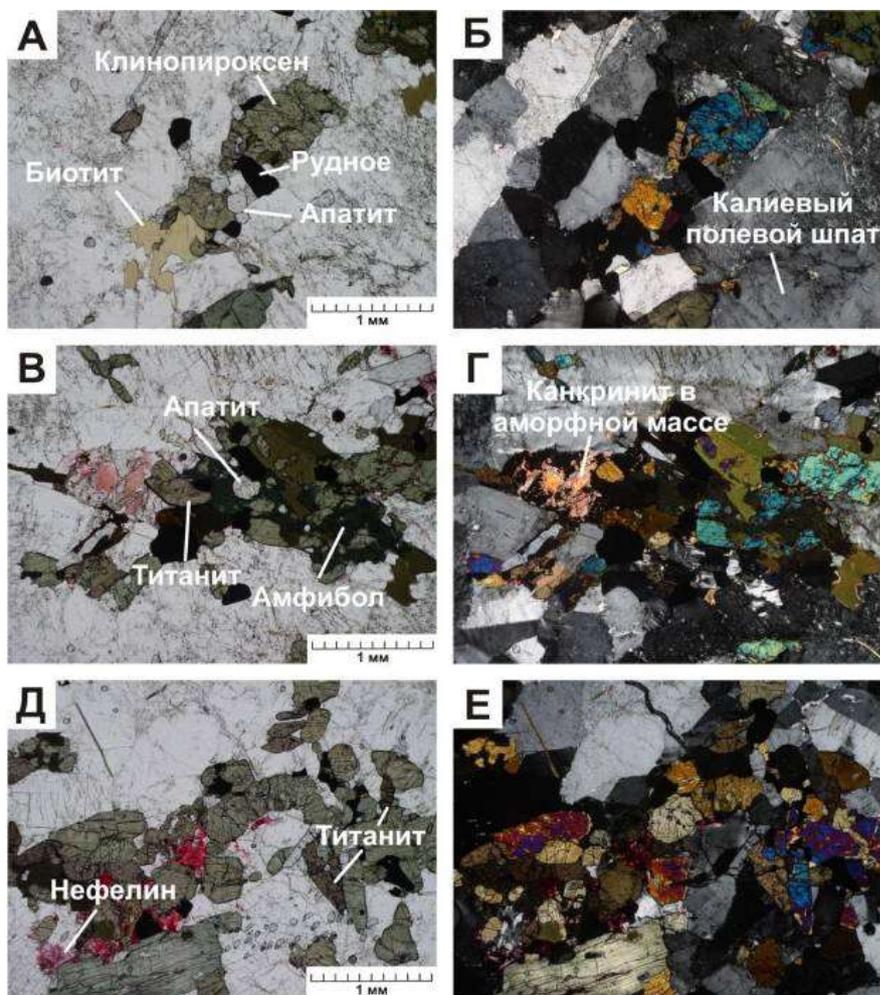
Биотит занимает второстепенное положение среди темноцветных минералов. Гипидиоморфные удлинённые призматические и таблитчатые кристаллы плеохроируют от светло коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер их составляет 0,4×0,3 мм.

Аморфное вещество ксеноморфно по отношению к тёмноцветным минералам и образует с ними тесные сростания. При скрещенных николях оно изотропно. Внутри обнаруживаются реликтовые включения нефелина и редкие включения канкринита размером до 0,2 мм.

Аллотриоморфные таблитчатые выделения амфибола встречается редко в основном в сростании с другими меланократовыми минералами, по отношению к которым он ксеноморфен. Минерал имеет насыщенный сине-зелёный цвет и плеохроизм с разной степенью насыщенности этого цвета.

Титанит, апатит и рудное – акцессорные минералы сиенита. Коричневые идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы титанита в сечении имеют конвертообразную форму. Их размер в среднем составляет 0,5 × 0,2 мм. Бесцветные

идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными гексагональными сечениями в шлифе размерами – до 0,4×0,2 мм (рисунок 16А). Непрозрачные гипидиоморфные и аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или вытянутую формы. Размер их достигает 0,4 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 13 – Микрофотографии сиенита мезократового в проходящем свете. Шлиф СНР-16/23

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 55,92,  $\text{TiO}_2$  – 1,09,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 15,07,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 6,99,  $\text{MnO}$  – 0,11,  $\text{MgO}$  – 2,04,  $\text{CaO}$  – 5,36,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 1,97,  $\text{K}_2\text{O}$  – 9,03,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,51,  $\text{Ba}$  – 0,751,  $\text{Sr}$  – 0,357,  $\text{Zr}$  – 0,016,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,47, сумма – 99,68.

#### 6 Шлиф № СНР 16/7, сиенит нефелиновый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светлую среднезернистую породу, в которой вкраплены меланократовые минералы и серые выделения нефелина с характерным квадратным сечением (рисунок 14).



Рисунок 14 – Сканированная поверхность образца SNP-16/7

Сиенит нефелиновый представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, нефелином в сростании с канкринитом. По краям и вдоль трещин нефелин замещается аморфным веществом. Встречаются крипнокристаллические сростания фельдшпатоида и калиевого полевого шпата (псевдолейцит). Отмечаются незначительные количества апатита и рудного минерала.

Содержание минералов (об. %):

Калиевый полевой шпат (микроклин) – 50, нефелин – 25, псевдолейцит – 10, биотит – 2, канкринит – 3, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

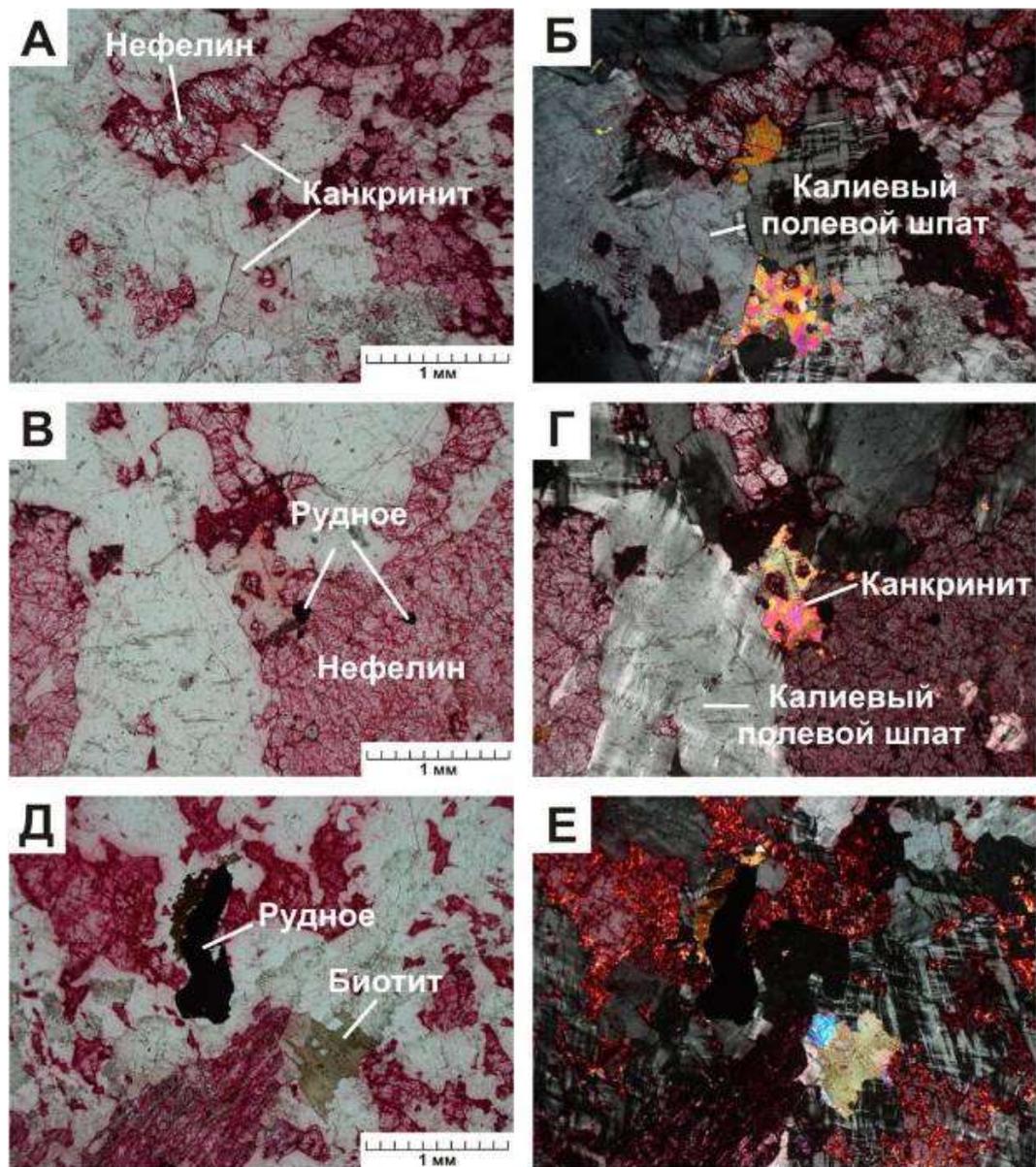
Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 3 мм при ширине 1,3 мм. Калиевый полевой шпат при скрещенных николях обнаруживает характерную микроклиновую решётку, которая позволяет отнести его к микроклину (рисунок 15).

Нефелин является распространённым минералом породы. Бесцветные кристаллы его аллотриоморфны и занимают ксеноморфное положение по отношению к калиевому полевному шпату. Размер их достигает до 2 мм. Минерал образует сростки с канкринитом. Зёрна нефелина разбиты многочисленными трещинами, по краям минерал замещается аморфным веществом.

В нефелиновом сиените обнаруживаются закономерные крипнокристаллические сростания фельдшпатоида и калиевого полевого шпата, так называемого псевдолейцита.

Гипидиоморфные и аллотриоморфные кристаллы канкринита в сечении имеют таблитчатые и призматические формы выделения. Размер их достигает 0,5 мм.

Биотит занимает второстепенное положение. Гипидиоморфные удлиненные призматические и таблитчатые кристаллы плеохроируют от светло-коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер их составляет 0,6×0,4 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 15 – Микрофотографии нефелинового сиенита в проходящем свете. Шлиф СНР-16/7

Апатит и рудное – акцессорные минералы нефелинового сиенита. Бесцветные гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными сечениями в шлифе размерами до 0,2 мм. Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или вытянутую формы. Размер их достигает 1 мм.

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 55,04,  $\text{TiO}_2$  – 0,14,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 22,49,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,80,  $\text{MnO}$  – 0,01,  $\text{MgO}$  – 0,28,  $\text{CaO}$  – 0,53,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 2,90,  $\text{K}_2\text{O}$  – 14,11,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,08, Ва – 0,274, Sr – 0,076, Zr < 0,005,  $\text{SO}_3$  – 0,03, пшп – 1,06, сумма – 99,09.

### 7 Шлиф № СНР 16/8, сиенит нефелиновый изменённый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светлую среднезернистую породу, в которой наблюдаются вкрапленники меланократовых минералов и жёлтых вторичных минералов (рисунок 16).



Рисунок 16 – Сканированная поверхность образца СНР-16/8

Сиенит нефелиновый представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, либнеритом – псевдоморфозами слюды по фельдшпатоиду. Отмечаются незначительные количества биотита и рудного минерала.

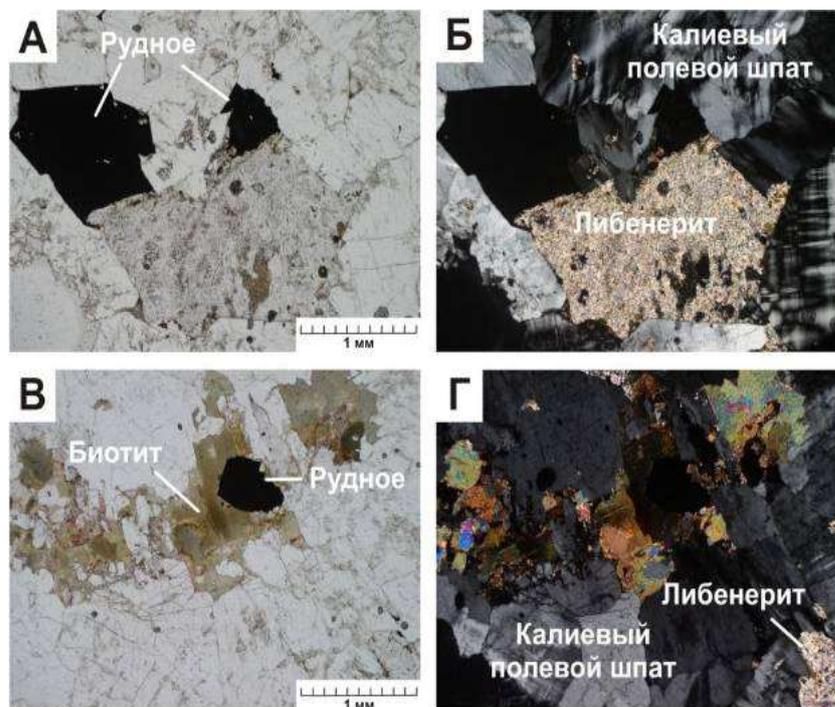
Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 58, фельдшпатоид, замещённый либнеритом – 40, биотит – 1, рудный минерал – менее 1.

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 3 мм при ширине 1,5 мм. Калиевый полевой шпат при скрещенных николях обнаруживает характерную микроклиновую решётку, которая позволяет отнести его к микроклину (рисунок 17Б, 17Г).

Агрегат либнерита представляет собой мелкозернистую слюду, замещающая фельдшпатоид, возможно нефелин. Агрегат наследует ксеноморфную по отношению к калиевому полевоому шпату форму фельдшпатоида. Размер агрегатов достигает до 1,5 мм.

Гипидиоморфные и аллотриоморфные удлинённые призматические и таблитчатые кристаллы биотита распространены в породе неравномерно, образуя сростки с рудным минералом. Минерал плеохроирует от светло-коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер их составляет 0,7×0,6 мм.

Непрозрачные идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или слегка вытянутую формы. Размер их достигает 1 мм.



Шлиф СНР-16/8. А, В – николи параллельны, Б, Г – николи скрещены.

Рисунок 17 – Микрофотографии сиенита щелочного либенеритизированного в проходящем свете

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 57,60,  $\text{TiO}_2$  – 0,11,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 22,74,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,70,  $\text{MnO} < 0,01$ ,  $\text{MgO}$  – 0,21,  $\text{CaO}$  – 0,25,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,21,  $\text{K}_2\text{O}$  – 14,82,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,05, Ba – 0,141, Sr – 0,028, Zr - < 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 1,17, сумма – 99,03.

8 Шлиф № СНР 16/1, сиенит щелочной либенеритизированный с овоидами псевдолейцита

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светло-серую среднезернистую породу с крупными овоидами розового цвета (рисунок 18).



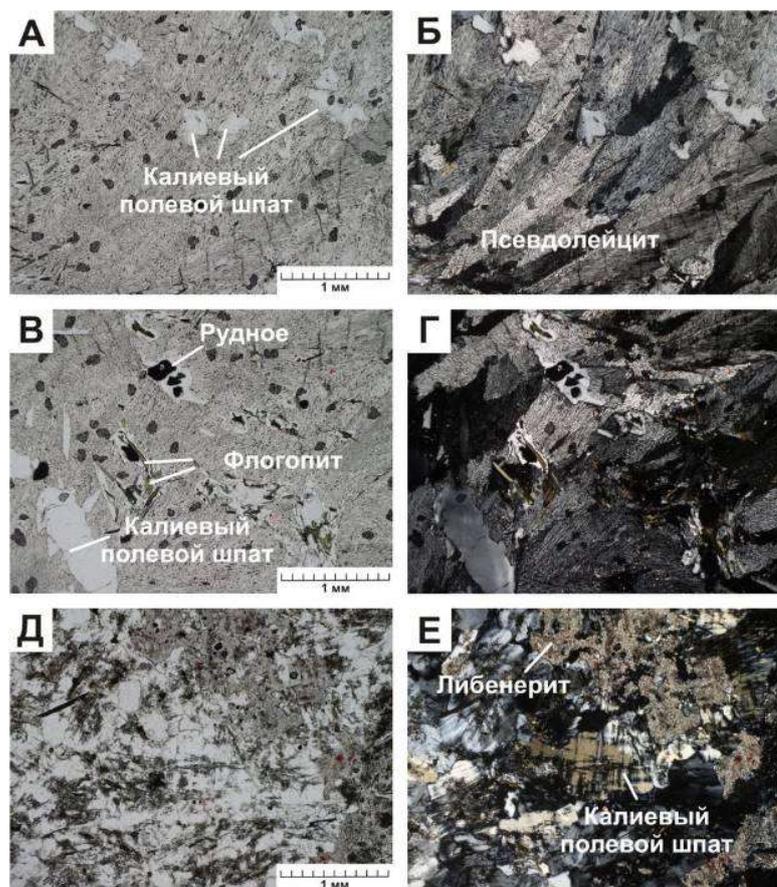
Рисунок 18 – Сканированная поверхность образца СНР-16/1

Сиенит щелочной либнеритизированный с овоидами псевдолейцита представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, агрегатом либнерита по фельдшпатоиду и розовыми овоидами псевдолейцита изменённого (не прокрашивается). Отмечаются незначительные количества биотита, титанита, апатита и рудного минерала.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 50, фельдшпатоид, замещённый либнеритовым агрегатом – 20, псевдолейцит замещённый (не прокрашен) – 26, биотит – 2, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 3 мм при ширине 1,3 мм. Калиевый полевой шпат при скрещенных николях обнаруживает характерную микроклиновую решётку, которая позволяет отнести его к микроклину (рисунок 19).

Фельдшпатоид полностью замещён мелкозернистым агрегатом, так называемым либнеритом (рисунок 19Е). Размер их достигает до 5 мм. Среди вторичных минералов в щелочном сиените также отмечается тонкозернистый серый агрегат, так называемый шпреуштейн – смесь натролита и гидроксидов алюминия.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 19 – Микрофотографии сиенита щелочного либнеритизированного с овоидами псевдолейцита в проходящем свете. Шлиф СНР-16/1

Розовые овоиды состоят из псевдолейцита, зёрен калиевого полевого шпата и биотита. Под микроскопом отчётливо наблюдается дактилоскопическая структура псевдолейцита (рисунок 19А, 19Б, 19В, 19Г).

Гипидиоморфные удлиненные призматические кристаллы биотита отмечаются в псевдолейцитовых овоидах. Минерал плеохроирует от светло-коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер их составляет 0,4×0,05 мм.

Апатит и рудное – акцессорные минералы, встречающиеся также в псевдолейцитовых овоидах. Бесцветные гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными сечениями в шлифе размерами до 0,02 мм. Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или вытянутую формы. Размер их достигает 0,2 мм.

Химический состав породы (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 57,33, TiO<sub>2</sub> – 0,15, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 23,06, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,10, MnO – 0,01, MgO – 0,33, CaO – 0,23, Na<sub>2</sub>O < 0,20, K<sub>2</sub>O – 14,59, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,11, Ba – 0,299, Sr – 0,07, Zr < 0,005, SO<sub>3</sub> – н.о., ппп – 1,48, сумма – 99,89.

#### 9 Шлиф № СНР 16/22, сиенит содалит-нефелиновый

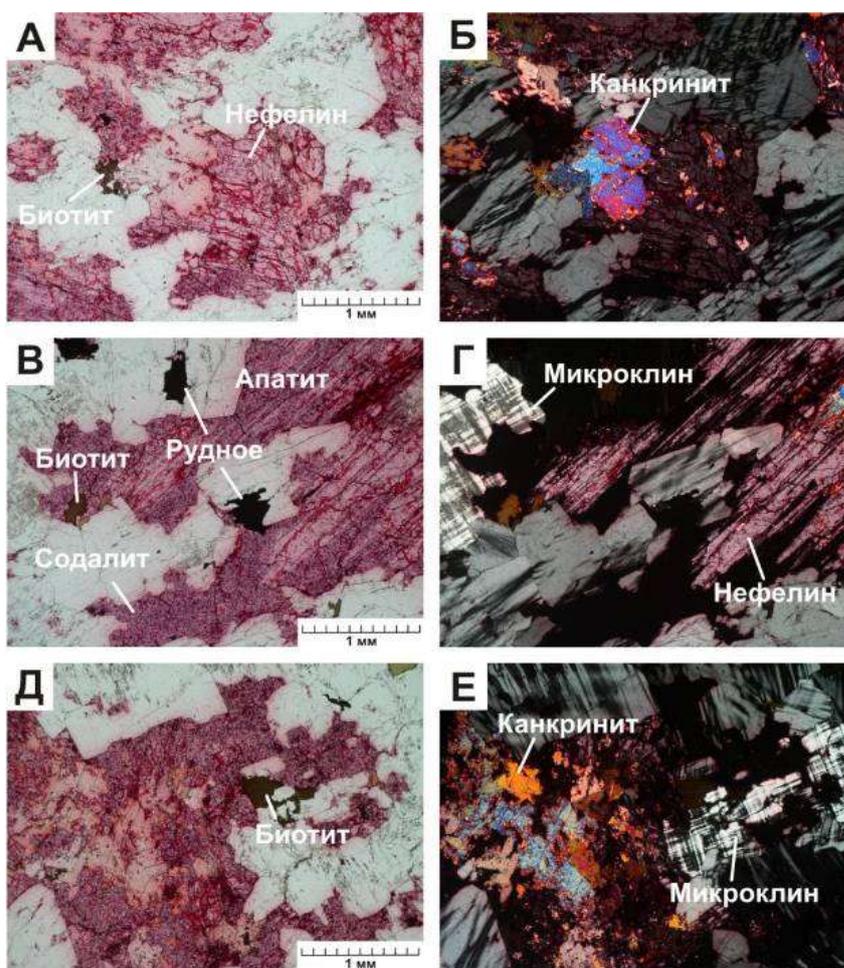
Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светло-серую породу с вкраплениями синих минералов (рисунок 20).



Рисунок 20 – Сканированная поверхность образца СНР-16/22

Сиенит нефелиновый представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную калиевым полевым шпатом, сростками нефелина с канкринитом. Отмечаются незначительные количества биотита, титанита, апатита и рудного минерала.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 63, нефелин – 15, канкринит – 10, содалит – 10, биотит – 2, рудный минерал – менее 1.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 21 – Микрофотографии сиенита содалитового в проходящем свете. Шлиф СНР-16/22

Бесцветные кристаллы калиевого полевого шпата в шлифе имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 2,5 мм при ширине 1 мм. Калиевый полевой шпат при скрещенных николях обнаруживает характерную микроклиновую решётку, которая позволяет отнести его к микроклину (рисунок 21).

Нефелин ксеноморфен по отношению к микроклину и находится в тесном срастании с канкринитом. Размер этих сростков достигает до 5 мм. По периферии нефелин замещается содалитом.

Аллотриоморфные кристаллы канкринита в сечении имеют таблитчатую форму. Их размер достигает 0,7×0,5 мм.

Гипидиоморфные таблитчатые кристаллы биотита отмечаются в сростании с нефелином. Минерал плеохроирует от светло-коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер их составляет 0,4×0,3 мм.

Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или вытянутую формы. Размер их достигает 0,3 мм.

Химический состав породы (мас. %): SiO<sub>2</sub> – 55,33, TiO<sub>2</sub> – 0,09, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 22,84, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 1,46, MnO < 0,01, MgO < 0,05, CaO – 0,18, Na<sub>2</sub>O – 5,80, K<sub>2</sub>O – 12,01, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> – 0,03, Ba – 0,205, Sr – 0,059, Zr < 0,005, SO<sub>3</sub> – н.о., ппп – 1,20, сумма – 99,24.

10 Шлиф № СНР 16/9, сиенит щелочной изменённый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светло-серую породу с меланократовыми вкраплениями (рисунок 22).



Рисунок 22 – Сканированная поверхность образца СНР-16/9

Сиенит щелочной представляет собой полнокристаллическую крупнозернистую породу, на 90 об. % сложенную идиоморфными и гипидиоморфными серыми кристаллами калиевого полевого шпата, и в подчинённом количестве ксеноморфным агрегатом, замещающим фельдшпатоид. Отмечаются незначительные количества биотита, апатита и рудного минерала.

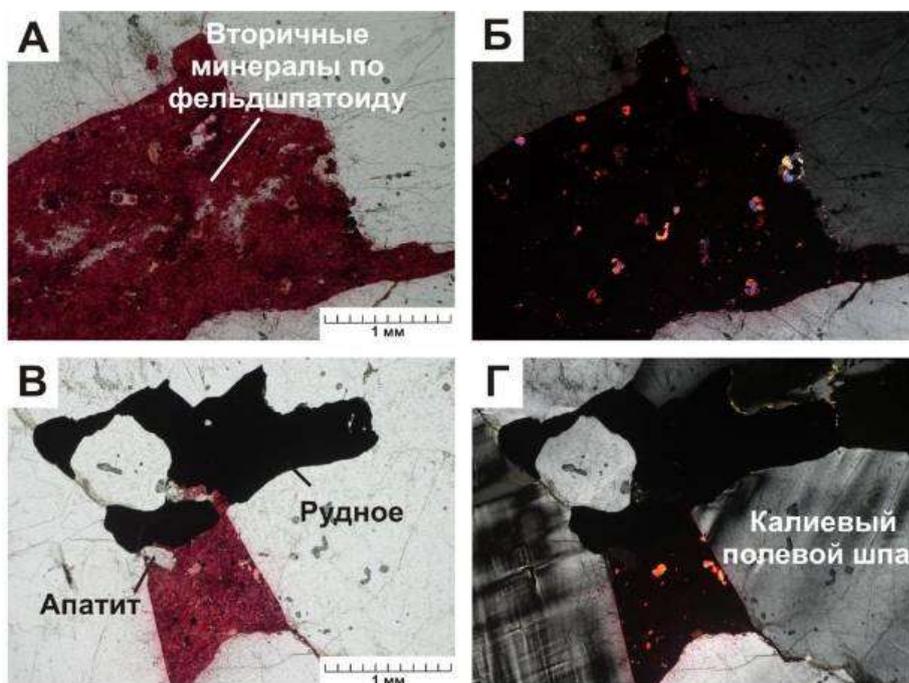
Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 90, фельдшпатоид замещённый вторичными минералами – 6, биотит – 2, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

Бесцветные идиоморфные и гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата в шлифе имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 2,5 мм при ширине 1 мм. Калиевый полевой шпат при скрещенных николях обнаруживает характерную микроклиновую решётку, которая позволяет отнести его к микроклину (рисунок 23).

Фельдшпатоид замещён вторичными минералами. Агрегаты вторичных минералов ксеноморфны по отношению к микроклину (рисунок 23). Их размеры достигают до 5 мм.

Размеры гипидиоморфных таблитчатых кристаллов биотита достигает 4 мм. Минерал плеохроирует от светло коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета.

Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или вытянутую формы. Размер их достигает 2 мм.



А, В – николи параллельны, Б, Г – николи скрещены.

Рисунок 23 – Микрофотографии сиенита щелочного в проходящем свете. Шлиф СНР-16/9  
Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 60,06,  $\text{TiO}_2$  – 0,29,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 19,02,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2,29,  $\text{MnO}$  – 0,02,  $\text{MgO}$  – 0,31,  $\text{CaO}$  – 0,42,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,60,  $\text{K}_2\text{O}$  – 14,96,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,07, Ва – 0,263, Sr – 0,206, Zr – 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,67, сумма – 99,17.

#### 11 Шлиф № СНР 16/25, сиенит пегматоидный

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой крупнозернистую породу светло-желто коричневого цвета с крупными кристаллами биотита (рисунок 24).

В шлифе порода представляет собой полнокристаллическую крупнозернистую породу, на 80 об. % сложенную крупными кристаллами калиевого полевого шпата, и в подчинённом количестве биотитом.

Содержание минералов (об. %): Калиевый полевой шпат (микроклин) – 80, биотит – 19, канкринит – менее 1.

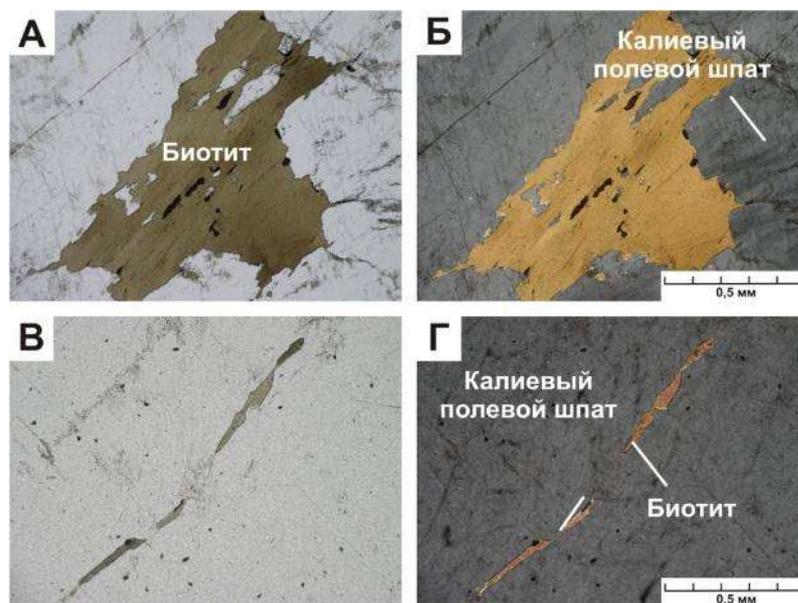
Бесцветные гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 2 см при ширине 1,5 см.



Рисунок 24 – Сканированная поверхность образца СНР-16/25

Размеры гипидиоморфных и аллотриоморфных таблитчатых кристаллов биотита достигает 1 см (рисунок 28). Минерал плеохроирует от светло коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Также биотит образует тонкие вытянутые жильные выделения (рисунок 25).

В биотите и полевом шпате отмечаются мелкие кристаллы канкринита.



А, В – николи параллельны, Б, Г – николи скрещены.

Рисунок 25 – Микрофотографии сиенита пегматоидного в проходящем свете. Шлиф СНР-16/25

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 55,95,  $\text{TiO}_2$  – 0,96,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 16,40,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 5,45,  $\text{MnO}$  – 0,05,  $\text{MgO}$  – 0,80,  $\text{CaO}$  < 0,10,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,29,  $\text{K}_2\text{O}$  – 13,54,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,05, Ва – 0,095, Sr – 0,114, Zr – 4,976,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,40, сумма – 99,13.

## 12 Шлиф № СНР 16/19, сыннырит

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светлую сероватую с розовым оттенком средне-, крупнозернистую породу с овоидами розового цвета и вкраплениями меланократовых минералов (рисунок 26).



Рисунок 26 – Сканированная поверхность образца СНР-16/19

Сыннырит представляет собой полнокристаллическую средне-, крупнозернистую породу, преимущественно сложенную псевдолейцитовым агрегатом, меланократовыми овоидами, состоящих из закономерных сростаний биотита и граната с подчинённым количеством титанита, апатита рудного. Меланократовые овоиды отделены от псевдолейцитового агрегата каймой, состоящей из сростков калиевого полевого шпата.

Содержание минералов (об. %): Псевдолейцит – 80, калиевый полевой шпат – 10, нефелин – 2, биотит – 3, гранат – 1, титанит – менее 1, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

Псевдолейцит представляет собой дактилоскопические сростания фельдшпатоида (кальсилита) и калиевого полевого шпата. В шлифе границы между овоидами практически не различаются (рисунок 27).

Калиевый полевой шпат образует сростки вокруг овоидов, сложенных закономерными сростаниями меланократовых минералов – биотита, граната и титанита. В этих овоидах могут в разных соотношениях присутствовать рудный минерал и кристаллы апатита. Гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 0,7 мм при ширине 0,4 мм (рисунок 27).

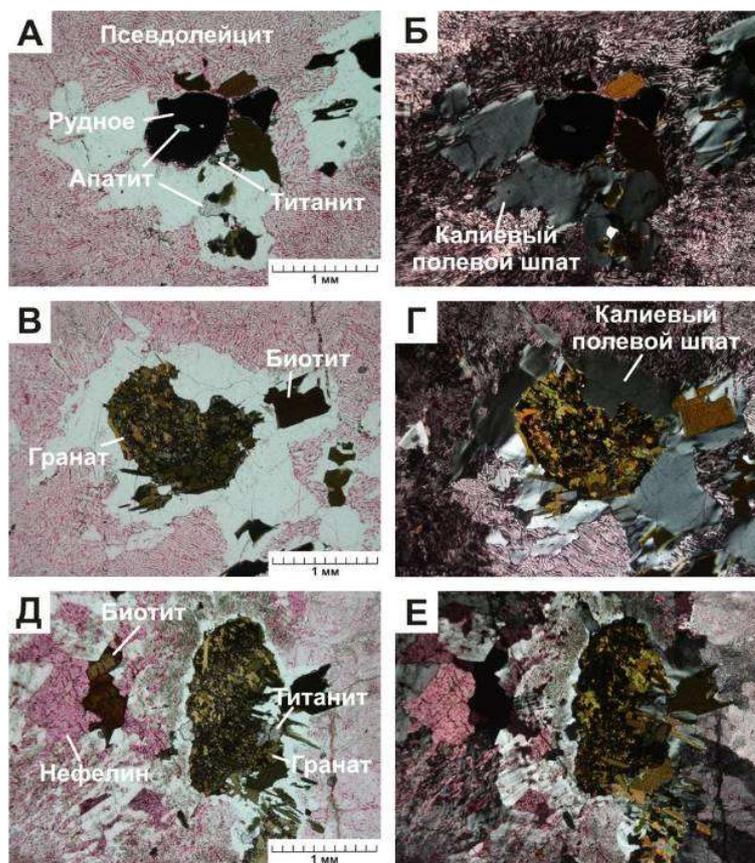
Нефелин встречается в виде бесцветных гипидиоморфных таблитчатых кристаллов (рисунок 27Д, 27Е) размером до 5 мм.

Гипидиоморфные удлиненные призматические и таблитчатые кристаллы биотита отмечаются в овоидах в сростании с гранатом, или в виде отдельных кристаллов. Минерал плеохроирует от коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер чешуек составляет 0,4×0,01 мм.

Изометричные кристаллы граната жёлто-коричневатого цвета образуют закономерные сростания с биотитом.

Аллотироморфные кристаллы титанита бледно-коричневого цвета обнаруживаются в меланократовых овоидных сростках

Бесцветные гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными сечениями в шлифе размерами до 0,2 мм. Они встречаются в виде включений в рудных минералах в калиевом полевом шпате на границе с меланократовыми овоидными сростками. Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или слегка вытянутую формы. Размер их достигает 0,5 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 27 – Микрофотографии сыннерита. Шлиф СНР-16/19

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 54,68,  $\text{TiO}_2$  – 0,15,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 21,78,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 2,06,  $\text{MnO}$  < 0,01,  $\text{MgO}$  – 0,24,  $\text{CaO}$  – 0,58,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,59,  $\text{K}_2\text{O}$  – 18,14,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,07, Ba – 0,363, Sr – 0,077, Zr < 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,78, сумма – 99,53.

13 Шлиф № СНР 16/3, сыннырит

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой светлую сероватую с розовым оттенком среднзернистую породу с овоидами белого цвета и вкраплениями меланократовых минералов (рисунок 28).



Рисунок 28 – Сканированная поверхность образца СНР-16/3

Сыннырит представляет собой полнокристаллическую среднзернистую породу, преимущественно сложенную псевдолейцитовым агрегатом, мезократовыми овоидами, состоящих из призматических кристаллов биотита, калиевого полевого шпата и подчинённым количеством апатита и рудного минерала. Мезократовые овоиды отделены от псевдолейцитового агрегата каймой, состоящей из сростков калиевого полевого шпата.

Содержание минералов (об. %): Псевдолейцит – 83, калиевый полевой шпат (микроклин) – 10, нефелин – 3, биотит – 3, гранат – менее 1, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

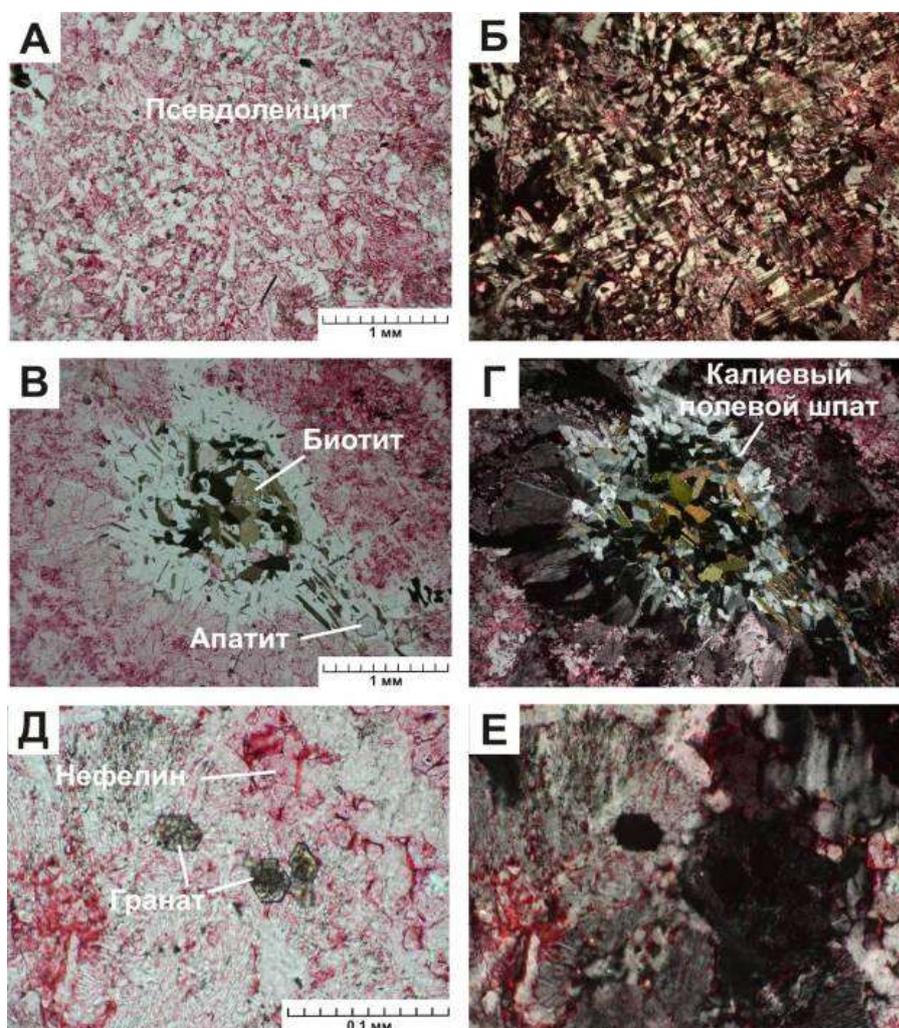
Псевдолейцит представляет собой криптокристаллические, реже дактилоскопические срастания фельдшпатоида (нефелина и кальсилита) и калиевого полевого шпата (рисунок 29). Размер гипидиоморфных таблитчатых кристаллов нефелина и калиевого полевого шпата в криптокристаллических срастаниях достигает 0,5 мм. В полевоом шпате криптокристаллических срастаний при скрещенных николях наблюдается микроклиновья решётка.

Калиевый полевой шпат совместно с биотитом образует мезократовые сростки в виде овоидов. В этих овоидах присутствуют кристаллы апатита. Гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 0,3 мм при ширине 0,1 мм (рисунок 29).

Гипидиоморфные удлиненные призматические кристаллы биотита отмечаются в овоидах или в виде отдельных кристаллов. Минерал плеохроирует от коричневого до болотно-зелёного насыщенного цвета. Размер чешуек составляет  $0,4 \times 0,01$  мм.

Изометричные идиоморфные кристаллы граната жёлто-коричневатого цвета обнаруживаются в виде включений в псевдолейцитовых агрегатах (рисунок 29Д, 29Е).

Бесцветные гипидиоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с прямоугольными и изометричными сечениями в шлифе размерами до 0,2 мм. Они встречаются в виде включений в калиевом полевом шпате на границе с мезократовыми овоидными сростками. Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или слегка вытянутую формы. Размер их достигает 0,1 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 29 – Микрофотографии сыннырита. Шлиф СНР-16/3

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 54,36,  $\text{TiO}_2$  – 0,06,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 22,70,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,15,  $\text{MnO}$  < 0,01,  $\text{MgO}$  – 0,19,  $\text{CaO}$  – 0,37,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,52,  $\text{K}_2\text{O}$  – 19,35,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,08, Ba – 0,039, Sr – 0,017, Zr < 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,23, сумма – 99,06.

14 Шлиф № СНР 16/5, сыннырит изменённый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой розовую среднезернистую породу с пустотами овальной формы и вкраплениями меланократовых минералов (рисунок 30).

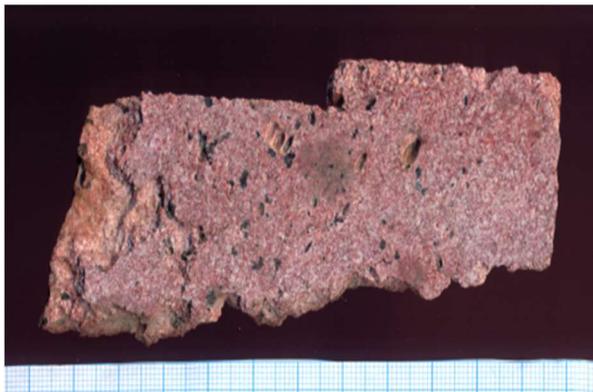


Рисунок 30 – Сканированная поверхность образца СНР-16/5

Сыннырит представляет собой полнокристаллическую среднезернистую породу, преимущественно сложенную изменённым псевдолейцитовым агрегатом, меланократовыми овоидами, состоящих из призматических кристаллов биотита, граната и подчинённым количеством апатита и рудного минерала. Меланократовые овоиды отделены от псевдолейцитового агрегата каймой, состоящей из сростков калиевого полевого шпата.

Содержание минералов (об. %): Псевдолейцит изменённый (не прокрашен) – 90, калиевый полевой шпат – 5, биотит – 1, гранат – менее 1, апатит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

Псевдолейцит представляет собой криптокристаллические, реже дактилоскопические сростания изменённого фельдшпатоида (нефелина и кальсилита) и калиевого полевого шпата (рисунок 31). Фельдшпатоид в криптокристаллических сростаниях нацело замещён мелкозернистым агрегатом, так называемым либнеритом (рисунок 31). Фельдшпатоид в дактилоскопических сростаниях замещён тонкозернистым серым агрегатом, так называемым шпреуштейном – смесью натролита и гидроксидов алюминия.

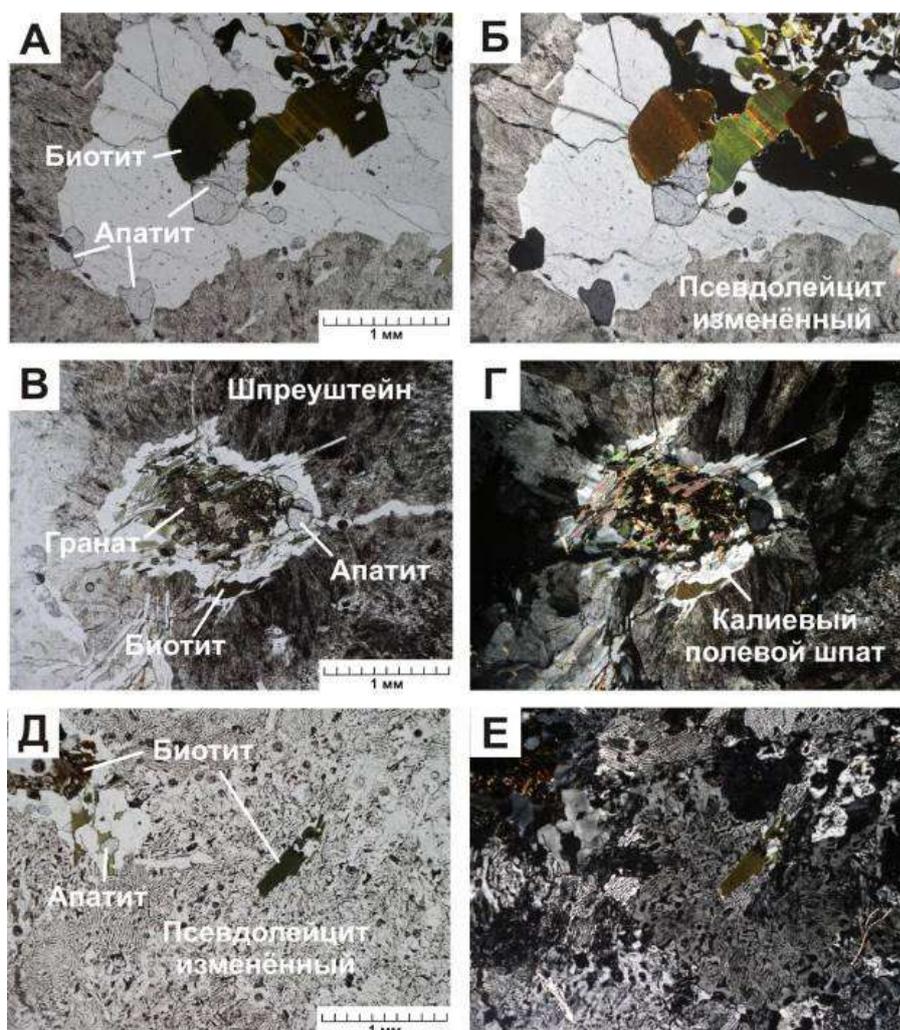
Калиевый полевой шпат образует сростки вокруг овоидов, сложенных закономерными сростаниями меланократовых минералов – биотита и граната. В этих овоидах могут в разных соотношениях присутствовать рудный минерал и кристаллы

апатита. Гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую призматическую и таблитчатую форму. Размер их в длину достигает 0,8 мм при ширине 0,6 мм (рисунок 31).

Гипидиоморфные удлинённые призматические и таблитчатые кристаллы биотита отмечаются в овоидах или в виде отдельных кристаллов. Минерал плеохроирует от коричневого до тёмно-коричневого цвета. Размер чешуек достигает до 1,0×0,06 мм.

Изометричные кристаллы граната жёлто-коричневатого цвета образуют закономерные сростания с биотитом.

Бесцветные гипидиоморфные и аллотриоморфные кристаллы апатита характеризуется призматической формой с вытянутыми и изометричными сечениями в шлифе размерами до 0,5 мм. Они встречаются в виде включений в калиевом полевым шпате на границе с меланократовыми овоидными сростками и изменённым псевдолейцитом. Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или слегка вытянутую формы. Размер их достигает 0,1 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 31 – Микрофотографии сыенрита изменённого. Шлиф СНР-16/5

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  -63,00,  $\text{TiO}_2$  – 0,10,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 18,39,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 1,58,  $\text{MnO}$  < 0,01,  $\text{MgO}$  – 0,16,  $\text{CaO}$  – 0,32,  $\text{Na}_2\text{O}$  – 0,26,  $\text{K}_2\text{O}$  – 16,05,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,14, Ba – 0,03, Sr – 0,033, Zr < 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,05, сумма – 100,12.

#### 15 Шлиф № СНР 16/6, сыннырит изменённый

Макроскопическое описание образца: образец представляет собой пятнистую тёмно-розовую среднзернистую породу с мелкими пустотами овальной формы (рисунок 32).

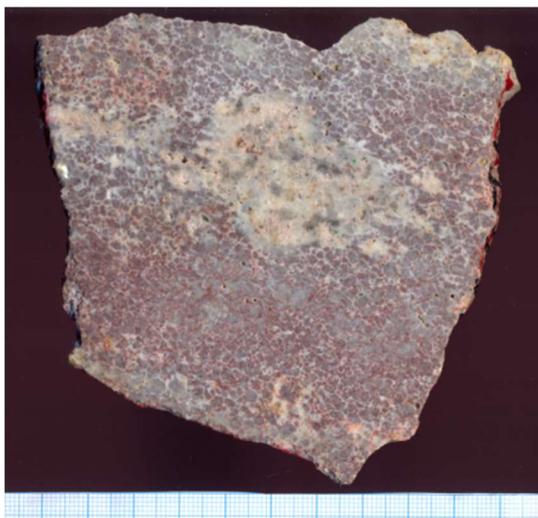


Рисунок 32 – Сканированная поверхность образца СНР-16/6

Сыннырит представляет собой полнокристаллическую среднзернистую породу, преимущественно сложенную изменённым псевдолейцитовым агрегатом.

Содержание минералов (об. %):

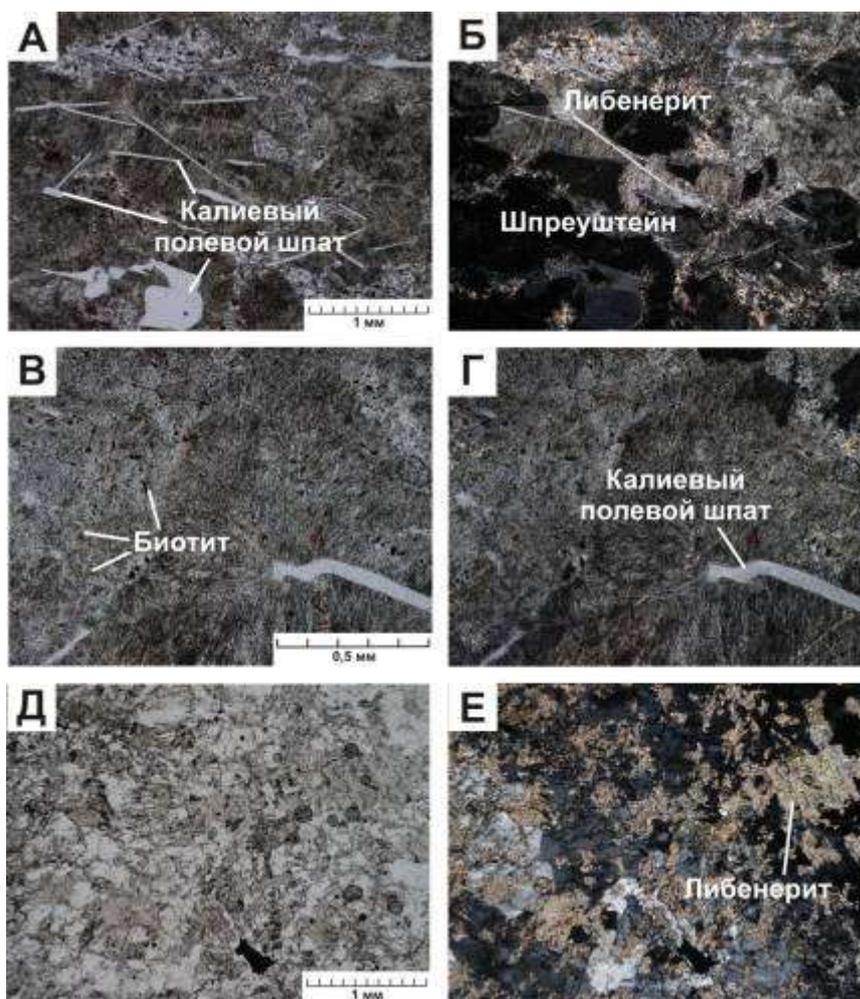
Псевдолейцит изменённый (не прокрашен) – 90, калиевый полевой шпат – 8, биотит – менее 1, рудный минерал – менее 1.

Псевдолейцит представляет собой крипнокристаллические, реже дактилоскопические сростания изменённого фельдшпатоида (нефелина и кальсилита) и калиевого полевого шпата (рисунок 33). Фельдшпатоид в крипнокристаллических сростаниях нацело замещён мелкозернистым агрегатом, так называемым либнеритом (рисунок 33Б, 33Е). Фельдшпатоид в дактилоскопических сростаниях замещён тонкозернистым серым агрегатом, так называемым шпреуштейном – смесью натролита и оксидов алюминия (рисунок 33А, 33Б, 33В, 33Г).

Гипидиоморфные кристаллы калиевого полевого шпата имеют в сечении удлинённую шестоватую призматическую и форму. Размер их в длину достигает 0,5 мм при ширине 0,05–0,3 мм.

Гипидиоморфные и идиоморфные мелкиекристаллы биотита ромбической формы встречаются в изменённом псевдолейците с дактилоскопическим характером сростков. Минерал плеохроирует от коричнево-оранжевого до тёмно-коричневого цвета. Размер чешуек достигает до 0,01 мм.

Непрозрачные аллотриоморфные кристаллы рудного минерала имеют в сечении изометричную или слегка вытянутую формы. Размер их достигает 0,3 мм.



А, В, Д – николи параллельны, Б, Г, Е – николи скрещены.

Рисунок 33 – Микрофотографии сыннерита изменённого. Шлиф СНР-16/5

Химический состав породы (мас. %):  $\text{SiO}_2$  – 60,01,  $\text{TiO}_2$  – 0,06,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  – 21,24,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  – 0,93,  $\text{MnO} < 0,01$ ,  $\text{MgO}$  – 0,06,  $\text{CaO}$  – 0,32,  $\text{Na}_2\text{O} < 0,20$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  – 15,33,  $\text{P}_2\text{O}_5$  – 0,03, Ba – 0,146, Sr – 0,056, Zr < 0,005,  $\text{SO}_3$  – н.о., ппп – 0,99, сумма – 99,31.

#### 1.4 Минералогический анализ пород Сыннырского массива

Определение состава минералов из изученных образцов было проведено с помощью рентгеновского электронно-зондового микроанализатора JXA-8200, Jeol. Ltd. (Япония), снабженного растровым электронным микроскопом высокого разрешения, энергодисперсионным спектрометром (EDS) и пятью спектрометрами с волновой дисперсией (WDS). Для определения разности интенсивности дифференциации составов минералов при кристаллизации породы анализ минерала проводился в центре зерна (с) и на периферии (г). Для построения диаграмм состава использовались так же имеющиеся анализы минералов эталонной коллекции.

Таблица 2 – Состав минералов из пород Сыннырского массива

	флогопит	флогопит	аннит	сидерит	эгирин	эгирин	авгит	авгит
	1/15 с	1/15 г	16/1 с	16/22 с	54 с	54 г	1/15 с	1/15 г
SiO <sub>2</sub>	35,84	36,39	32,98	32,27	53,36	52,24	50,69	49,80
TiO <sub>2</sub>	1,48	1,59	4,68	3,04	0,26	0,17	0,57	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,33	14,29	16,83	20,26	0,41	0,40	2,61	3,24
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	30,45	29,20	3,53	3,61
FeO	20,15	20,73	24,98	30,55	3,27	3,55	8,24	9,65
MnO	0,33	0,40	0,23	0,31	0,39	0,34	0,47	0,46
MgO	12,49	12,30	6,38	2,24	0,24	0,18	10,38	9,34
CaO	0,05	0,03	0,00	0,00	0,76	0,67	22,25	22,04
Na <sub>2</sub> O	0,11	0,12	0,03	0,07	12,81	12,63	1,22	1,14
K <sub>2</sub> O	9,44	9,35	9,73	9,72	0,00	0,00	0,00	0,01
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
BaO	0,13	0,19	0,00	0,00	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Cl	0,03	0,02	0,00	0,02	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
F	2,87	2,75	1,35	0,43	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.
Сумма	97,26	98,17	97,19	98,91	99,95	99,38	99,96	100
Формульные единицы								
Si <sup>4+</sup>	2,81	2,83	2,65	2,58	2,01	2,02	1,92	1,90
Ti <sup>4+</sup>	0,09	0,09	0,28	0,18	0,01	0,00	0,02	0,02
Al <sup>IV</sup>	1,33	1,31	1,60	1,91	0,02	0,02	0,12	0,15
Fe <sup>3+</sup>	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	0,86	0,85	0,10	0,10
Fe <sup>2+</sup>	1,32	1,35	1,68	2,04	0,10	0,11	0,26	0,31
Mn <sup>2+</sup>	0,02	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01
Mg <sup>2+</sup>	1,46	1,43	0,77	0,27	0,01	0,01	0,59	0,53
Ca <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03	0,90	0,90
Na <sup>+</sup>	0,02	0,02	0,00	0,01	0,94	0,95	0,09	0,08
K <sup>+</sup>	0,95	0,93	1,00	0,99	0,00	0,00	0,00	0,00
Sr <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00				
Ba <sup>2+</sup>	0,00	0,01	0,00	0,00				
Cl <sup>-</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00				
F <sup>-</sup>	0,72	0,69	0,36	0,12				
O <sup>2-</sup>	0,16	0,22	0,47	0,43				
OH <sup>-</sup>	1,11	1,09	1,17	1,45				

Таблица 2 (продолжение)

	гранат	гранат	сфен	сфен		ильменит	магнетит		апатит
	C3/11c	C3/11г	1/15 с	1/15 г		C1/18	C1/18		C1/18
SiO <sub>2</sub>	34,68	34,46	30,77	30,90	SiO <sub>2</sub>	0,02	0,02	SiO <sub>2</sub>	0,76
TiO <sub>2</sub>	5,24	5,44	35,26	35,99	TiO <sub>2</sub>	49,98	0,03	MgO	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,67	2,65	1,84	1,75	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,19	MnO	0,00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,67	21,25	2,10	1,94	V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,33	0,37	FeO	0,00
FeO	4,58	4,27	0,00	0,00	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	CaO	51,70
MnO	0,51	0,49	0,05	0,03	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,22	68,91	Na <sub>2</sub> O	0,27
MgO	0,05	0,04	0,00	0,00	FeO	38,16	31,31	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	39,49
CaO	31,68	31,75	26,92	27,08	MnO	5,05	0,05	F	2,33
Na <sub>2</sub> O	0,10	0,11	0,04	0,03	MgO	0,94	0,04	Cl	0,00
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	NiO	0,01	0,01	SrO	3,76
SrO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	ZnO	0,02	0,00	SO <sub>3</sub>	0,34
BaO	н.о.	н.о.	н.о.	н.о.	K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	-O≡F <sub>2</sub>	-0,98
Сумма					Сумма	100,74	100,94	Сумма	97,66
Формульные единицы									
Si <sup>4+</sup>	2,90	2,87	1,03	1,02	Ti <sup>4+</sup>	0,94	0,00	Si <sup>4+</sup>	0,065
Ti <sup>4+</sup>	0,33	0,34	0,88	0,90	Al <sup>VI</sup>	0,00	0,01	Fe <sup>2+</sup>	0,000
Al <sup>IV</sup>	0,26	0,26	0,07	0,07	V <sup>3+</sup>	0,01	0,01	Ca <sup>2+</sup>	4,768
Fe <sup>3+</sup>	1,30	1,33	0,05	0,05	Cr <sup>3+</sup>	0,00	0,00	Na <sup>+</sup>	0,045
Fe <sup>2+</sup>	0,32	0,30	0,00	0,00	Fe <sup>3+</sup>	0,12	1,98	P <sup>5+</sup>	2,877
Mn <sup>2+</sup>	0,04	0,03	0,00	0,00	Fe <sup>2+</sup>	0,80	1,00	F <sup>-</sup>	0,634
Mg <sup>2+</sup>	0,01	0,00	0,00	0,00	Mn <sup>2+</sup>	0,11	0,00	OH <sup>-</sup>	0,366
Ca <sup>2+</sup>	2,83	2,84	0,96	0,96	Mg <sup>2+</sup>	0,03	0,00	Sr <sup>2+</sup>	0,188
Na <sup>+</sup>	0,02	0,02	0,00	0,00	Ni <sup>2+</sup>	0,00	0,00	S <sup>6+</sup>	0,022
K <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	Zn <sup>2+</sup>	0,00	0,00		
Sr <sup>2+</sup>	2,83	2,84	0,96	0,96	K <sup>+</sup>	0,00	0,00		
Na <sup>+</sup>	0,02	0,02	0,00	0,00	Ni <sup>2+</sup>	0,00	0,00		
K <sup>+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	Zn <sup>2+</sup>	0,00	0,00		
Sr <sup>2+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	K <sup>+</sup>	0,00	0,00		

Примечание: с – центр зерна, г – периферия.

## Формулы минералов

1/15 с	флогопит	(K <sub>0.95</sub> Na <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=0.97</sub> (Mg <sub>1.46</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1.32</sub> Al <sub>0.14</sub> Mn <sub>0.02</sub> Ti <sub>0.09</sub> ) <sub>Σ=3.03</sub> (Si <sub>2.81</sub> Al <sub>1.19</sub> ) <sub>Σ=4.00</sub> O <sub>10.00</sub> (F <sub>0.72</sub> OH <sub>1.12</sub> O <sub>0.16</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub>
1/15 г	флогопит	(K <sub>0.93</sub> Na <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=0.95</sub> (Mg <sub>1.43</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>1.35</sub> Al <sub>0.14</sub> Mn <sub>0.03</sub> Ti <sub>0.09</sub> ) <sub>Σ=3.04</sub> (Si <sub>2.83</sub> Al <sub>1.17</sub> ) <sub>Σ=4.00</sub> O <sub>10.00</sub> (F <sub>0.69</sub> OH <sub>1.09</sub> O <sub>0.22</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub>
16/1-с	аннит	K <sub>1.00</sub> (Fe <sup>2+</sup> <sub>1.68</sub> Mg <sub>0.77</sub> Ti <sub>0.28</sub> Al <sub>0.25</sub> Mn <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> (Si <sub>2.65</sub> Al <sub>1.35</sub> ) <sub>Σ=4.00</sub> O <sub>10.00</sub> (F <sub>0.36</sub> OH <sub>1.17</sub> O <sub>0.47</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub>
16/22	сидеро-филлит	(K <sub>0.99</sub> Na <sub>0.01</sub> ) <sub>Σ=1.00</sub> (Fe <sup>2+</sup> <sub>2.04</sub> Al <sub>0.49</sub> Mg <sub>0.27</sub> Ti <sub>0.18</sub> Mn <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> (Si <sub>2.58</sub> Al <sub>1.42</sub> ) <sub>Σ=4.00</sub> O <sub>10.00</sub> (F <sub>0.12</sub> OH <sub>1.45</sub> O <sub>0.43</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub>
54-с	эгирин	(Na <sub>0.94</sub> Ca <sub>0.03</sub> ) <sub>Σ=0.97</sub> (Fe <sup>3+</sup> <sub>0.86</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.10</sub> Al <sub>0.02</sub> Mg <sub>0.01</sub> Mn <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.01</sub> ) <sub>Σ=1.02</sub> Si <sub>2.01</sub> O <sub>5.99</sub>
54-г	эгирин	(Na <sub>0.95</sub> Ca <sub>0.03</sub> ) <sub>Σ=0.97</sub> (Fe <sup>3+</sup> <sub>0.85</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.11</sub> Al <sub>0.02</sub> Mg <sub>0.01</sub> Mn <sub>0.01</sub> ) <sub>Σ=1.01</sub> Si <sub>2.02</sub> O <sub>5.98</sub>
1/15-с	авгит	(Ca <sub>0.90</sub> Na <sub>0.09</sub> ) <sub>Σ=0.99</sub> (Mg <sub>0.59</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.26</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.10</sub> Ti <sub>0.02</sub> Mn <sub>0.02</sub> Al <sup>VI</sup> <sub>0.04</sub> ) <sub>Σ=1.01</sub> (Si <sub>1.92</sub> Al <sup>IV</sup> <sub>0.08</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub> O <sub>6.00</sub>
1/15-г	авгит	(Ca <sub>0.90</sub> Na <sub>0.08</sub> ) <sub>Σ=0.98</sub> (Mg <sub>0.53</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.31</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.10</sub> Ti <sub>0.02</sub> Mn <sub>0.01</sub> Al <sup>VI</sup> <sub>0.05</sub> ) <sub>Σ=1.02</sub> (Si <sub>1.90</sub> Al <sup>IV</sup> <sub>0.10</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub> O <sub>6.00</sub>
3/11-с	гранат	(Ca <sub>2.83</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.11</sub> Mn <sub>0.04</sub> Na <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> (Fe <sup>3+</sup> <sub>1.30</sub> Al <sub>0.26</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.21</sub> Ti <sub>0.23</sub> ) <sub>Σ=2.00</sub> (Si <sub>2.90</sub> Ti <sub>0.10</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> O <sub>12.00</sub>
3/11-г	гранат	(Ca <sub>2.84</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.11</sub> Mn <sub>0.03</sub> Na <sub>0.02</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> (Fe <sup>3+</sup> <sub>1.33</sub> Al <sub>0.26</sub> Fe <sup>2+</sup> <sub>0.19</sub> Ti <sub>0.21</sub> ) <sub>Σ=1.99</sub> (Si <sub>2.87</sub> Ti <sub>0.13</sub> ) <sub>Σ=3.00</sub> O <sub>12.00</sub>
1/15-с	титанит	Ca <sub>0.96</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.05</sub> Al <sub>0.07</sub> Ti <sub>0.88</sub> Si <sub>1.03</sub> O <sub>4.97</sub>
1/15-г	титанит	Ca <sub>0.96</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.05</sub> Al <sub>0.07</sub> Ti <sub>0.90</sub> Si <sub>1.02</sub> O <sub>4.98</sub>
с1/18	ильменит	Fe <sup>2+</sup> <sub>0.80</sub> Mn <sub>0.11</sub> Mg <sub>0.03</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>0.12</sub> V <sub>0.01</sub> Ti <sub>0.94</sub> O <sub>3.00</sub>
с1/18	магнетит	Fe <sup>2+</sup> <sub>1.00</sub> Fe <sup>3+</sup> <sub>1.98</sub> Al <sub>0.01</sub> V <sub>0.01</sub> O <sub>4.00</sub>

Как видно из таблицы 2, разница составов минералов при кристаллизации от центра зерна к периферии незначительна, что свидетельствует о стабильности состава породы и является положительным фактором при оценке месторождения.

Пироксены.

В сынныритах, сиенитах, шонкинитах и лампрофирах пироксены отвечают по составу диопсид-геденбергитам (авгитам) с незначительными содержаниями эгиринового компонента. Вариации состава пироксенов представлены в таблице 3.

Таблица 3 – Вариации состава пироксенов из пород Сыннырского массива

	магний	железо	кальций	титан (в %)
сынныриты	10-11	11-12	25- 25	0.5
шонкиниты	9-13	5-13	22-24	0.5-1
лампрофиры	9-11	10-15	15-22	0.5-1.5

В некоторых щелочных сиенитах и щелочных гранитах с агпаитовым химизмом состав пироксена отвечает эгирину.

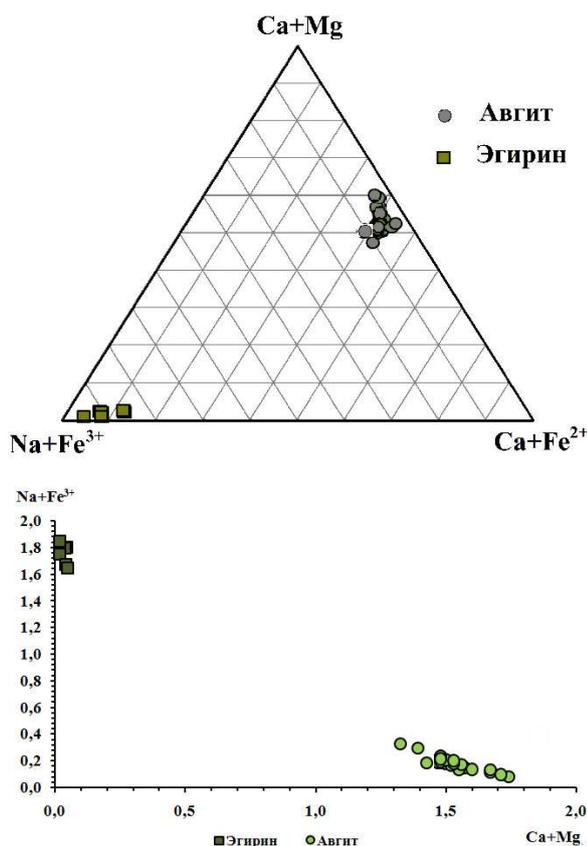


Рисунок 34 – Составы пироксенов на тройной (диопсид-эгирин-геденбергит) и двойной диаграмме (элементы в формульных единицах)

Как видно из рисунка 34 наблюдается разрыв составов между авгитом и эгирином. Составы фигуративных точек составов авгита образуют компактную область и их составы

незначительно изменяются в различных породах Сыннырского массива, что свидетельствует скорее об образовании пород в процессе расслоения магмы.

#### Слюды

В магматических породах слюды по составу соответствуют флогопитам, сидерофиллитам и аннитам, а в измененных породах они образуются по нефелинам-кальсилитам и являются мусковит- либнеритами. Вариации составов слюд представлены в таблицах 4 и 5.

Таблица 4 – Вариации составов биотитов из пород Сыннырского массива

	магний	железо	алюминий	титан (в %)
сынныриты	9-12	21-24	12-14	1-2
неф.сиениты	5-8	23-27	17-18	0,5-1,5
щел.сиениты	5-7	19-20	16-18	1-4
шонкиниты	11-13	20-22	13-15	2-4
лампрофиры	7-13	15-25	14-15	4-6

Таблица 5 – Вариации составов либнеритов

	магний	железо	алюминий	титан (в %)
либериниты	0-0,6	3-6	34-36	0

От ранних пород к поздним в ряду шонкинит, сыннырит, нефелиновый и щелочной сиенит и лампрофир уменьшаются содержания магния и возрастают железа. В лампрофирах резко увеличиваются концентрации титана.

На классификационной диаграмме слюд (рисунок 35) отмечаются составы железистого флогопита, ряд от магниального до железистого биотита (по составу соответствует флогопитам, сидерофиллитам и аннитам). Во вторичных либнеритах несколько варьируют концентрации железа.

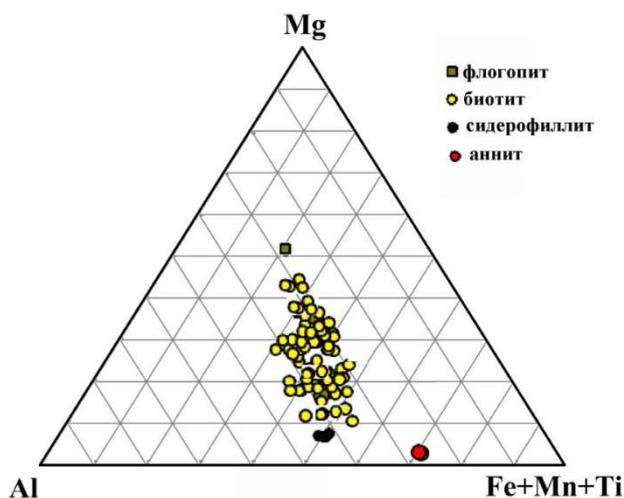


Рисунок 35 – Классификационная диаграмма составов слюд (элементы в формульных единицах)

## Гранаты

Гранаты встречаются в пегматоидных образованиях нефелиновых сиенитов. По составу они отвечают андрадит-меланитовому ряду. Содержания (в %) железа – 22-28, кальция – 32-35, алюминия – 7-8, титана – 1-4.

## Кальсилиты

Кальсилиты образуются в сынныритах при распаде лейцита, поэтому они выдержанного состава (в %): калия – 31, алюминия – 30, железа – 1-2.

## Нефелины

Встречаются в сынныритах вместе с псевдолейцитом и в нефелиновых и содалитовых сиенитах, и в небольшом количестве (до 5 %) в пуласкитах. Они так же выдержанного состава в разных породах (в %): калия – 8-9, натрия – 14-15, алюминия – 34-35.

## Калиевый полевой шпат.

В сынныритах он чисто калиевый (15 – 17%), почти не содержит натрия (0 – 0.1%) и небольшое количество железа 0,1 – 0,4 %. Иногда содержит барий до 1,5%.

Таблица 6 – Вариации составов калиевых полевых шпатов из пород Сыннырского массива

	калий	натрий	барий(в%)
Неф.сиениты	16-17	0,1-0,5	1-1,5
Щел.сиениты	13-16	0,5-2,5	0,5-2
шонкиниты	11-13	2-3	1,5-2,5

В сынныритах калиевый полевой шпат и кальсилит наиболее чистого состава в результате того, что они образуются не из расплава, а при распаде лейцита.

В тяжелых фракциях сынныритов и нефелиновых сиенитов обнаружены акцессорные минералы: апатит, титанит, ильменит, магнетит, циркон, а в агпаитовом сиените вместо циркона кристаллизуется Na - К катаплеит – джоржчаоит. Титанит и ильменит выдержанного состава, апатит представлен фторапатитом и содержит до 4% стронция и до 1% цериевых редких земель.

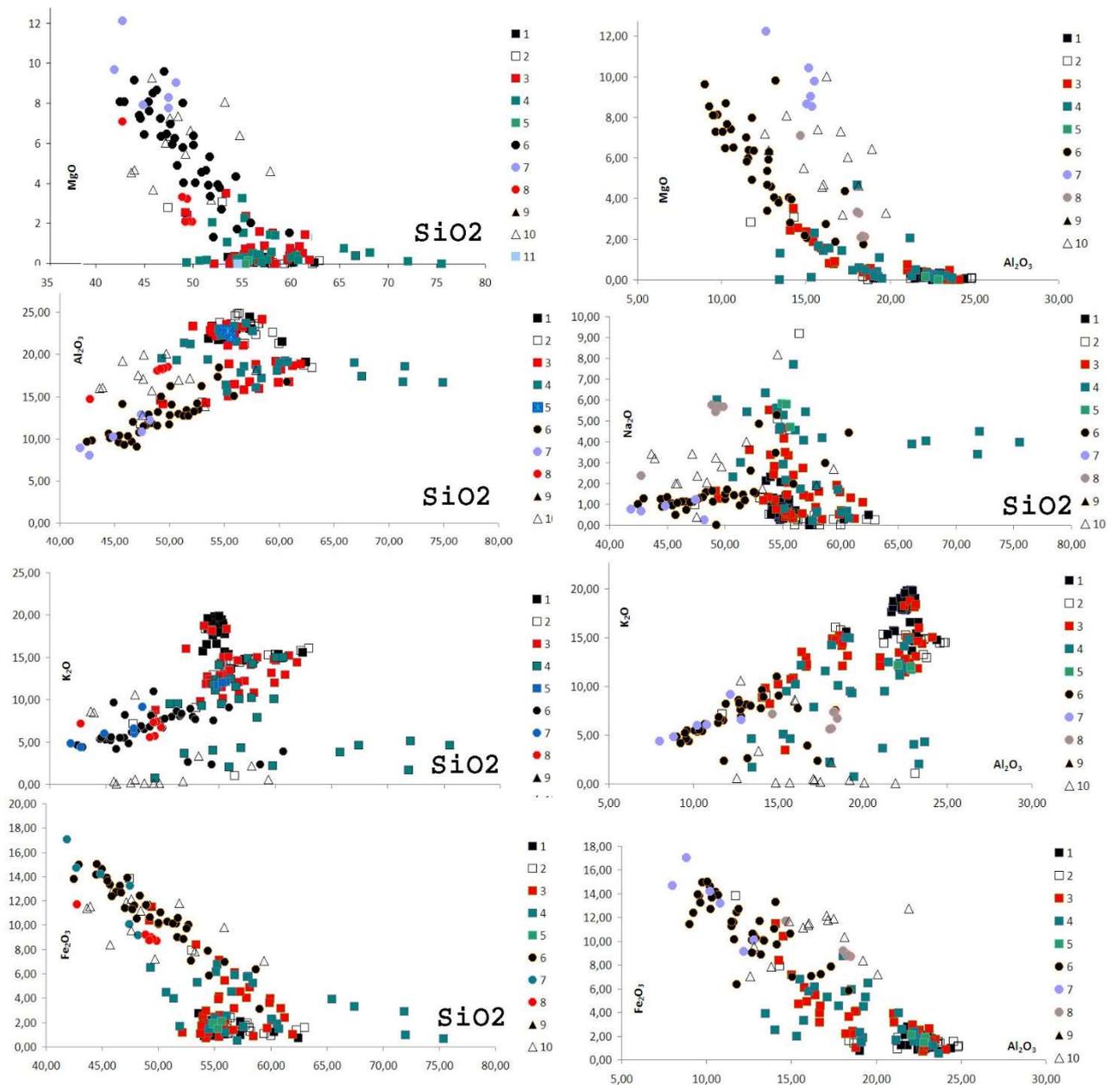
## 1.5 Петрохимические особенности пород Сыннырского массива

Нами исследованы 224 проб всех разновидностей пород РФА методом на химический состав, а также проанализированы 75 проб на полный спектр редких элементов (метод ICP-MS).

Сыннырский плутон – яркий представитель комплексов К-щелочных пород миаскитового химизма. Так же как и в К-агпаитовой формации (массивы: Мурунский и Билибинский) [2, 3] в нем присутствует полный спектр пород от ультраосновных, через основные, средние до кислых. Это биотитовые пироксениты с апатитом, шонкиниты, нефелин- кальсилитовые мелано- и лейкосиениты, лейцитовые (псевдолейцитовые) сынныриты, пуласкиты и щелочные сиениты, основные лампрофиры и щелочные граниты. Кроме того, имеются и рудные образования – магнетитовые с апатитом типа нельсонитов, апатитовые породы и, возможно, фоскориты и карбонатиты.

К гидротермальным образованиям на данном этапе исследований, условно, можно отнести золото-кварцевые жилы во вмещающих породах в Северо-Восточном обрамлении массива (месторождение золота на участке «Синильда»), на котором известны штоки щелочных гранитов по нашим представлениям генетически связанные с Сыннырским массивом. Для более точного доказательства связи этого месторождения с Сыннырским массивом необходимо провести изотопные исследования и определить его возраст. Есть примеры связи золотого проявления с К-щелочными комплексами (знаменитый Ишимский комплекс в Сев. Казахстане). Нами детально опробованы и проанализированы породы скважин № 6, 25 и 28, пробуренные на участке «Калюмный». Силикатные анализы пород этих скважин представлены в таблице 2.

Проведен детальный петрохимический анализ парных корреляций породообразующих оксидов всех пород, который представлен на рисунке 36. Отмечаются прямые корреляционные зависимости следующих пар элементов:  $MgO - Fe_2O_3$ ,  $TiO_2 - Fe_2O_3$ ,  $K_2O - SiO_2$ ,  $K_2O - Al_2O_3$ ,  $Al_2O_3 - SiO_2$ ,  $Fe_2O_3 - CaO$ ,  $P - CaO$ ,  $BaO - SrO$  и обратные корреляции:  $MgO - SiO_2$ ,  $MgO - Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3 - SiO_2$ ,  $Fe_2O_3 - Al_2O_3$ . Не наблюдается корреляций между  $SrO - CaO$ ,  $BaO - K_2O$  и  $Na_2O - SiO_2$ . Наблюдается единый тренд зависимостей между породообразующими оксидами составов пород, что свидетельствует об их генетической связи и гомодромности всего комплекса пород, слагающих массив. Несколько отличаются от общей закономерности сынныриты в соотношениях  $K_2O - SiO_2$  и  $Al_2O_3 - SiO_2$ . Это явление объясняется тем, что при кристаллизации лейцита из К-щелочной магмы, происходит его перемещение к поверхности, так как его плотность меньше плотности самой магмы и таким образом образуется порода сыннырит, которая выбивается из общей химической закономерности кристаллизации.



Условные обозначения: 1– сынныриты, 2 – измененные сынныриты, 3 – нефелиновые и лейцит- нефелиновые сиениты, 4 – щелочные, кварцевые сиениты и граниты, 5 – содалитовые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – Вт- пироксениты, 8 – лампрофиры (дайки), 9 – магнетит-апатитовые породы, 10 – щелочные вулканиты из р. Таботный.

Рисунок 36 – Парные корреляции породообразующих элементов пород Сыннырского массива

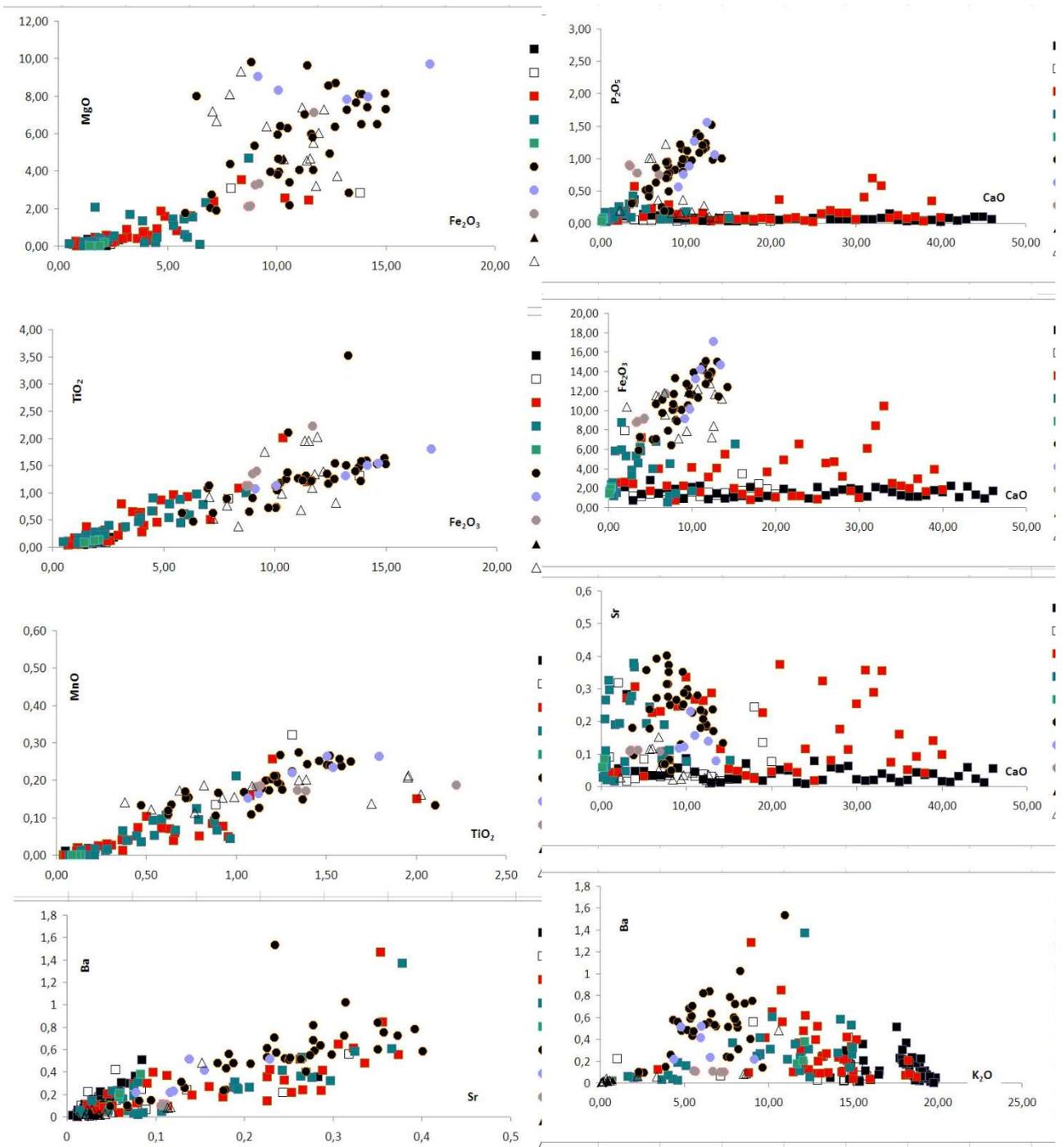


Рисунок 36 – Парные корреляции породообразующих элементов пород Сыннырского массива (продолжение)

Измененный сыннырит на диаграммах практически всегда ведет себя так же, как и неизменный. Это объясняется тем, что при распаде лейцита выделяется нестабильный кальсилит или нефелин, который обычно замещается шпреуштейном, без изменения общего состава элементов. На многих диаграммах точки нефелиновых сиенитов совпадают с участками расположения сынныритов. Из диаграмм видна широкая дисперсия составов нефелиновых, щелочных сиенитов и шонкинитов и выдержанные составы сынныритов. Эта дисперсия связана с некоторым разнообразием геологического положения лейцитовых и щелочных сиенитов. Сюда входят их разновидности как из основных фаз внедрения пород массива, так и их дайкового комплекса, которые могут относиться к различным этапам дифференциации первичной магмы Сыннырского комплекса. Шонкиниты отличаются от биотитовых пироксенитов наличием микроклина и более щелочным составом, что связано с процессом кристаллизационной дифференциации. Дисперсия составов подтверждает фациальный характер кристаллизации пород и говорит об участии в образовании этих разновидностей как процесса кристаллизационной дифференциации, так и процесса расслоения щелочной магмы как в промежуточной камере, так и при их кристаллизации. Оба процесса очень характерны для К-щелочных комплексов [2].

Таблица 7 – Химический состав (мас. %) пород Сыннырского массива

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	SrO	ZrO <sub>2</sub>	ппп	Сумма
Биотитовые пироксениты															
25/138	41,89	1,8	8,84	17,05	0,263	9,69	12,56	0,75	4,8	1,55	0,511	0,138	0,013	0,7	100,55
25/169	44,87	1,51	10,22	14,19	0,264	7,94	11,04	0,91	5,97	1,26	0,411	0,155	0,015	0,49	99,24
28/36	42,74	1,54	7,99	14,69	0,234	12,14	13,47	0,66	4,38	1,06	0,215	0,078	0,009	0,48	99,68
25/138	41,89	1,8	8,84	17,05	0,263	9,692	12,56	0,75	4,8	1,55	0,511	0,138	0,013	0,7	100,55
25/169	44,87	1,51	10,22	14,19	0,264	7,938	11,04	0,91	5,97	1,26	0,411	0,155	0,015	0,49	99,24
Шонкиниты															
6/46	48,49	1,08	11,59	9,98	0,18	6,87	9,55	0,38	8,73	0,81	0,44	0,16	0,02	1,08	99,35
6/70	46,41	1,08	10,96	9,16	0,18	9,86	9,93	1,15	6,8	0,6	0,27	0,17	0,02	2,56	99,14
6/156	50,53	1,29	12,2	10,02	0,18	5,01	8,95	1,31	7,54	0,96	0,62	0,36	0,02	0,54	99,5
6/160	47,48	1,32	10,65	11,53	0,21	7,23	10,99	1,22	6	1,2	0,66	0,29	0,02	0,43	99,22
25/49	50,8	1,2	12,9	10,3	0,2	4,6	8	1,4	8	0,9	0,6	0,4	0	1	100,2
25/95	51,58	1,04	13,38	10,11	0,17	3,93	7,97	1,46	8,03	0,7	0,721	0,373	0,015	0,46	99,94
25/95,5	42,5	1,46	9,59	13,81	0,251	8,104	12,4	1,01	4,61	1,16	0,557	0,183	0,014	4,43	100,09
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	BaO	SrO	ZrO <sub>2</sub>	ппп	Сумма
25/98,5	47,87	1,2	11,59	11,61	0,202	5,971	10,09	1,31	6,47	0,98	0,553	0,299	0,014	2,24	100,4
25/101	46,62	1,51	9,65	13,24	0,241	7,269	12,1	1,13	5,46	1,13	0,611	0,226	0,015	0,3	99,5
25/137	47,29	1,21	10,7	13,9	0,211	6,502	10,23	1,13	6,14	1,11	0,817	0,278	0,014	1,11	100,64
25/174	48,11	1,25	12,82	10,52	0,189	6,283	9,51	1,33	6,89	0,91	0,516	0,246	0,012	1,33	99,92
25/175	50,04	1,11	12,78	10,07	0,179	5,922	8,81	1,23	7,6	0,82	0,511	0,264	0,012	0,7	100,06

Продолжение таблицы 7															
25/35	44,5	1,59	10,54	14,17	0,237	7,41	11,29	1,25	5,37	1,31	0,586	0,279	0,014	0,92	99,46
25/38	42,96	1,64	9,76	14,97	0,25	8,11	13,09	1,29	4,37	1,52	0,572	0,236	0,025	1,27	100,05
25/49	50,84	1,18	12,93	10,26	0,173	4,57	7,96	1,43	7,96	0,89	0,6	0,351	0,012	1	100,15
25/95,5	42,5	1,46	9,59	13,81	0,251	8,1	12,4	1,01	4,61	1,16	0,557	0,183	0,014	4,43	100,09
25/98,5	47,87	1,2	11,59	11,61	0,202	5,97	10,09	1,31	6,47	0,98	0,553	0,299	0,014	2,24	100,4
25/101	46,62	1,51	9,65	13,24	0,241	7,27	12,1	1,13	5,46	1,13	0,611	0,226	0,015	0,3	99,5
25/95	51,58	1,04	13,38	10,11	0,17	3,93	7,97	1,46	8,03	0,7	0,721	0,373	0,015	0,46	99,94
25/137	47,29	1,21	10,7	13,9	0,211	6,5	10,23	1,13	6,14	1,11	0,817	0,278	0,014	1,11	100,64
25/174	48,11	1,25	12,82	10,52	0,189	6,28	9,51	1,33	6,89	0,91	0,516	0,246	0,012	1,33	99,92
25/175	50,04	1,11	12,78	10,07	0,179	5,92	8,81	1,23	7,6	0,82	0,511	0,264	0,012	0,7	100,06
25/183	51,7	0,9	12,7	9,01	0,165	5,34	8,09	1,18	8,16	0,77	0,504	0,25	0,01	0,62	99,42
28/50	47,02	1,31	9,02	11,42	0,223	9,63	13,21	1,08	4,84	0,98	0,478	0,17	0,014	0,71	100,1
28/57	51,29	0,74	12,7	10,1	0,154	4,65	7,85	0,95	8,6	0,75	0,723	0,313	0,013	1,03	99,87
28/97	50,02	1,15	11,64	10,17	0,178	6,39	9,71	1,48	6,63	0,79	0,633	0,286	0,015	0,55	99,64
28/105	45	1,52	10,22	14,62	0,239	6,47	11,36	1,33	5,3	1,38	0,681	0,278	0,018	0,99	99,4
28/104	48,38	1,17	11,79	12,44	0,2	4,91	9,63	1,56	6,51	1,15	0,837	0,351	0,016	-0,39	99,39
Щелочные сиениты															
6/75,5	54,78	0,89	14,84	6,33	0,1	2,36	6,12	1,94	9,65	0,57	0,75	0,48	0,02	1,13	99,94
6/210	54,62	0,69	14,71	7,15	0,14	2,37	6,22	1,83	9,38	0,58	0,41	0,28	0,015	1,46	100,1
6/250	53,68	0,31	22,67	4,15	0,03	0,22	0,76	2,65	13,53	0,01	0,082	0,044	<0,005	2,23	100,36
Сиениты															
25/51,5	61,24	0,31	18,63	2,38	0,03	0,52	0,6	0,29	15,19	0,19	0,397	0,27	0,013	0,59	100,65
25/104	61,97	0,17	18,82	1,01	0,01	0,187	1,04	1,11	14,44	0,06	0,216	0,253	0,006	0,75	100,02
25/385	60,08	0,25	18,59	2,2	0,02	0,36	1,17	0,7	14,65	0,07	0,417	0,229	0,009	0,96	99,69
Сыныриты															
41	54,8	0,1	22,4	1,6	<0,01	0,1	0,3	0,3	18,4	0	0,1	0	<0,005	1,1	99,1
51	55,4	0,1	22,6	2,1	<0,01	0,2	0,3	1,2	18	0,1	0,2	0,1	<0,005	-0,2	100,1
25/32	56,1	0,1	22,9	1,3	<0,01	0,3	1,3	0,7	13,7	0,4	0	0	<0,005	3	99,9
25/42	53,6	0,2	21,8	2,8	0	0,3	0,9	2,1	15,7	0,1	0,1	0	<0,005	1,4	99,2
25/43	55,2	0,1	22,7	1,4	<0,01	0,2	0,5	0,7	19	0,1	0,1	0	<0,005	0,6	100,6
25/55	54,06	0,1	22,15	1,95	<0,01	0,26	0,58	0,86	18,36	0,12	0,134	0,033	<0,005	0,56	99,17
25/56	54,09	0,1	22,18	1,89	<0,01	0,19	0,47	0,72	18,74	0,1	0,179	0,039	<0,005	1,5	100,2
25/383	54,17	0,07	22,47	0,9	<0,01	0,13	0,5	1,29	18,5	0,07	0,235	0,057	<0,005	0,59	99,23
25/384	54,49	0,15	21,7	2,1	<0,01	0,34	0,55	0,97	17,6	0,07	0,509	0,085	<0,005	0,97	99,54
25/327	56,35	0,07	24,86	1,18	<0,01	0,1	0,22	0,25	14,48	0,08	0,026	0,016	<0,005	1,94	99,57
25/332	56,17	0,07	24,82	1,09	<0,01	0,05	0,14	0,3	14,46	0,05	0,016	0,023	<0,005	1,92	99,11
6/260	53,43	0,19	22,94	1,92	0,02	0,1	0,33	1,17	17,19	<0,01	0,127	0,053	<0,005	1,62	99,08
6/100	56,63	0,06	21,67	2,24	<0,01	<0,05	0,13	3,69	14,16	0,02	0,09	0,06	0	1,02	99,76
6/230	55,8	0,07	23,17	1,55	0,02	0,05	0,27	2,69	14,12	0,01	0,114	0,039	0,007	2,16	100,06
6/240	54,77	0,04	23,9	1,36	0,01	<0,05	0,44	3,58	13,47	0,02	0,113	0,048	<0,005	2,37	100,15
6/270	55,25	0,08	22,92	0,98	<0,01	<0,05	0,15	1,71	16,56	0,01	0,073	0,029	<0,005	1,25	99,05
6/5,6	52,71	0,04	22,12	4,44	<0,01	<0,05	0,16	<0,20	19,09	0,03	0,04	0,02	0	1	99,66

Продолжение таблицы 7															
6/11	52,58	0,08	22,14	4,33	0,01	<0,05	0,14	<0,20	18,79	0,02	0,04	0,02	0	1,08	99,23
6/28	54,48	0,05	22,89	1,42	<0,01	<0,05	0,46	0,43	19,17	0,1	0,07	0,04	0	0,87	99,98
6/40	54,62	0,1	22,43	1,8	0,01	0,2	0,4	0,54	18,4	0,03	0,21	0,05	0	1,01	99,8
6/63	53,83	0,11	22,66	1,35	<0,01	0,09	0,3	1,8	17,38	0,05	0,15	0,05	0	1,03	98,79
6/50	54,56	0,07	22,73	1,15	<0,01	0,06	0,18	0,98	18,76	0,02	0,1	0,03	0	0,45	99,08
6/83,5	54,78	0,08	22,98	1,05	<0,01	0,06	0,28	2,31	16,58	0,02	0,17	0,07	0	0,65	99,02
6/111	54,67	0,06	22,79	1,17	<0,01	0,09	0,25	1,12	19,32	0,02	0,1	0,03	0	0,86	100,48
6/120	54,2	0,1	22,14	1,42	0,01	0,22	0,45	0,98	18,31	0,03	0,35	0,07	0	1,07	99,35
6/130,5	54,44	0,09	22,52	1,25	<0,01	0,12	0,32	0,79	18,89	0,02	0,23	0,04	0	0,47	99,18
6/140	54,53	0,04	23,22	0,75	<0,01	<0,05	0,34	1,99	17,13	0,06	0,21	0,06	0	0,81	99,14
6/180	54,49	0,13	22,17	1,56	<0,01	0,14	0,29	0,76	18,19	0,03	0,31	0,05	0	1,04	99,15
6/189	53,81	0,06	22,5	2,16	0,01	0,08	0,33	0,32	19,07	0,04	0,09	0,03	0	0,96	99,45
6/201	54,5	0,08	22,59	1,31	<0,01	0,19	0,39	0,22	18,54	0,03	0,116	0,029	<0,005	1,21	99,21
Пуласкиты															
6/69,7	54,89	0,62	14,53	7,09	0,11	2,92	5,19	1,08	10,23	0,49	0,61	0,32	0,01	0,63	98,72
6/19	55,9	0,28	20,18	3,27	0,02	0,35	0,87	1,76	13,9	0,05	0,43	0,17	0	1,5	98,68
6/ 90	55,82	0,64	16,54	6,69	0,09	1,86	3,3	1,4	11,12	0,35	0,64	0,39	0,01	0,68	99,52
6/148	54,44	0,07	22,57	0,98	0,01	0,06	1,21	4,05	13,4	0,01	0,33	0,14	0	2,34	99,61
6/168	57,04	0,03	22,41	0,53	<0,01	<0,05	0,32	2,52	14,22	0,02	0,16	0,09	0	1,93	99,28
6/200	60,54	0,16	19,08	1,66	0,02	0,13	0,61	0,39	15,15	0,04	0,561	0,312	0,006	0,96	99,61
6/220	54,87	0,09	23,23	1,22	0,01	<0,05	0,37	3,9	13,44	0,02	0,195	0,053	<0,005	1,5	98,95

Как видно из таблицы 7, лейкократовые сынныриты имеют выдержанный состав, что подтверждает его магматическое происхождение – кристаллизацию из К-щелочной магмы, а не метасоматический генезис, как считала В.В. Архангельская и некоторые другие исследователи 60–70 годов. Более меланократовые участки, доходящие по составу до шонкинитов, являются свидетельством фракционной кристаллизации магмы. Эти участки не имеют секущих взаимоотношений с лейкократовым субстратом.

В 60-е годы на Сыннырском массиве искали крупные проявления апатитов, аналогичные Хибинскому месторождению. Были обнаружены несколько участков поздних флогопит-апатитовых жил. Однако корреляции фосфора и кальция на рисунке 36 говорят о том, что обогащение фосфором происходит в раннюю стадию кристаллизации пород массива – в меланократовых Вт- пироксенитах и шонкинитах, и месторождение апатита нужно оценивать в связи с этими породами. Подобные месторождения известны в Ханинском массиве на Алданском щите и в Ошурковском массиве – район г. Улан-Удэ. Оценка апатитовых проявлений в Сыннырском массиве важна для производства калий-фосфорных месторождений, необходимых сельскому хозяйству России.

## 1.6 Геохимические особенности пород Сыннырского массива

Сынныриты являются безотходной рудой на калий, алюминий и кремний. Концентрации калия в них аномально высокие, наивысшие среди всех известных пород, и достигают 17% (таблица 8), поэтому очень важно точное определение этого элемента. Имеющиеся в мире стандарты содержат менее 10 % калия.

Таблица 8 – Содержание группы щелочей (г/т) в породах Сыннырского массива (методом фотометрии пламени)

№ п/п	№ проб	K, %	Na, %	Li, г/т	Rb, г/т	Cs, г/т
1	снр 25/43	15,18	0,45	3	1210	23
2	снр 25/46	12,50	0,40	6	330	13
3	снр 25/95	6,35	0,94	7	168	11
4	снр 25/108	10,15	1,22	2	268	11
5	снр 25/385	12,41	0,25	2	215	8
6	снр 25/463	10,50	1,65	6	490	22
7	снр 25/35	4,24	0,92	13	148	8
8	снр 25/38	3,50	0,94	15	124	9
9	снр 25/49	6,50	1,02	9	180	9
10	снр 25/138	3,72	0,51	122	224	10
11	снр 25/169	4,90	0,69	20	196	9
12	снр 25/174	5,60	0,99	17	200	10
13	снр 28/36	3,50	0,50	20	178	14
14	снр 28/50	3,92	0,83	14	144	11
15	снр 28/57	6,80	0,68	8	180	14
16	снр 28/97	5,40	1,12	14	174	10
17	снр 28/105	4,28	0,98	14	134	8
18	снр 16/3	16,59	0,37	3	1138	30
19	снр 16/4	8,63	0,26	7	513	25
20	снр 16/13	1,11	4,37	11	248	12

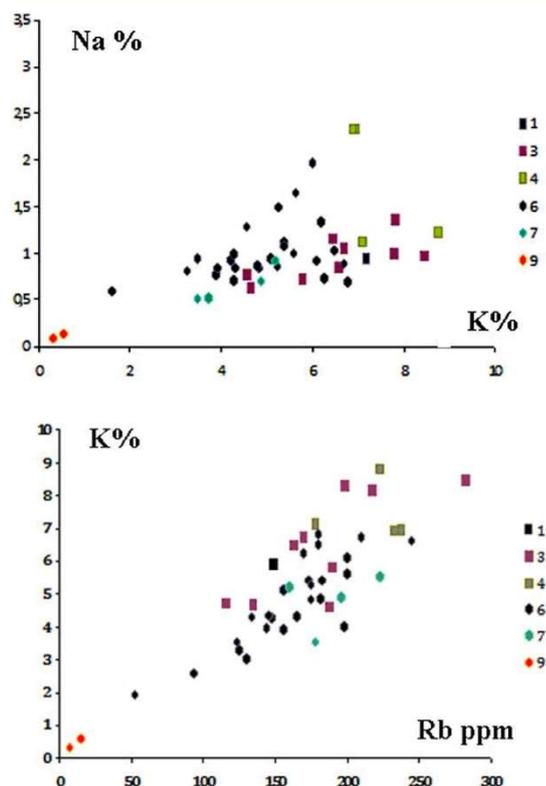
Для уточнения концентраций калия и других щелочных элементов мы использовали метод фотометрии пламени и определение калия проводились по стандарту «сыннырит», созданном в ИГХ СО РАН, с содержанием  $K_2O$  17%. Для подтверждения наличия небольшой погрешности (в пределах 0,5%) проведено сопоставление данных по содержанию калия в породах методом фотометрии пламени и полученные рентгенофлюорисцентным методом РФА с использованием стандарта «сыннырит». Эти данные приведены в таблице 9.

Таблица 9 – Содержания калия, полученные методом пламенной фотометрии и РФА

		Пл.фот.	РФА			Пл.фот.	РФА
№ проб	порода	К, %	К,%	№ проб	порода	К, %	К,%
снр 25/138	вт-пир	3,72	3,99	снр 4/2	вт-шон	6,6	6,82
снр 25/169	вт-пир	4,9	4,96	снр 3/3	шон	6,75	6,90
снр 8/3	вт-пир	5,2	4,99	снр 10/15	сиен	6,95	7,19
снр 10/8	вт-пир	5,55	5,44	снр 11/6	сиен	6,7	6,81
снр 28/36	вт-пир	3,5	3,64	снр 3/4	сиен	8,8	8,92
снр 25/35	шон	4,24	4,46	снр1/3а	сиен	8,9	9,10
снр 6/6	шон	3,02	3,23	снр 1/12	сиен	6,45	6,65
снр 6/6а	шон	4,01	3,83	снр 1/14	сиен	4,57	4,29
снр 3/2	шон	3,27	3,47	снр 2/2	сиен	7,85	8,00
снр 25/38	шон	3,5	3,63	снр 2/6	сиен	4,67	4,54
снр 25/49	шон	6,5	6,61	снр 4/4	вт-си	8,15	8,14
снр 25/95,5	шон	3,9	3,83	снр1/3	вт-си	6,6	6,74
снр 25/98,5	шон	5,1	5,38	снр 5/272	сынн	7,2	7,54
снр 25/101	шон	4,32	4,54	снр 1/18	с мgt	0,32	0,37
снр 10/7	шон	5,25	5,20	снр 52	магн	0,56	0,64
снр 10/9	шон	2,07	2,18	снр 8/6	осн пор	1,85	1,82
снр 10/13	шон	1,9	1,93	снр 8/8	осн пор	0,06	0,07
снр 25/174	шон	5,6	5,72	снр 10/11	осн пор	0,33	0,33
снр 25/175	шон	6,1	6,31	снр 6/8	вулк	1,87	1,85
снр 25/183	шон	6,7	6,69	снр 7/4	вулк	0,36	0,32
снр 28/50	шон	3,92	4,02	снр 8/10	вулк	2,7	2,70
снр 28/57	шон	6,8	7,14	снр 10/14	вулк	0,2	0,11
снр 28/97	шон	5,4	5,51	снр 10/16	вулк	0,46	0,47
снр 28/105	шон	4,28	4,40	снр 10/16а	вулк	0,12	0,12
снр 16/17	шон	6,2	6,42	снр 10/17	вулк	0,1	0,09
снр 3/1	шон	4,3	4,60	снр 12/12	вулк	0,17	0,18
снр 1/16	шон	4,8	4,54	снр 10/15а	вулк	6,9	7,06
снр 12/10	шон	5,4	5,64	снр 53	пегм	5,8	5,92

Сокращения: шон. – шонкинит, вт.си. – биотитовый сиенит, сиен. – сиенит, вт. пир. – биотитовый пироксенит, вулк. – вулканит, мел. си. – меланократовый сиенит, о. п. – порода основного состава, бт шон – биотитовый шонкинит, магн – магнетит-апатитовая порода, с мgt – шонкинит с магнетитом, пегм – пегматит, сынн – сыннырит.

Наблюдается очень хорошая сходимость содержаний калия, полученные разными методами (таблицы 8 и 9), что свидетельствует о надежности проведенных определений. Среди щелочных элементов наблюдаются прямые корреляции между калием и натрием, калием и рубидием (рисунок 37).



Условные обозначения: 1 – сынныриты, 3 – нефелиновые сиениты, 4 – щелочные сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – Vt-пироксениты, 9 – магнетит-апатитовые породы.

Рисунок 37 – Парные корреляции щелочных элементов Сыннырского массива

Анализ редких элементов во всех разновидностях пород Сыннырского массива проведен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Для всех разновидностей пород характерны низкие концентрации почти всех редких элементов, которые могут мешать процессу технологического извлечения полезных компонентов – калия, алюминия и кремния. Повышены содержания только титана, марганца, рубидия, стронция и бария, которые, вероятно, также возможно извлекать из этих пород. Проследим поведение редких элементов в процессе дифференциации К-щелочной магмы.

Спектры редкоземельных элементов представлены на рисунке 38. Линии спектров имеют малый наклон у спектров всех пород. Это свидетельствует скорее об их образовании в процессе расслоения первичной магмы, а не фракционной кристаллизации.

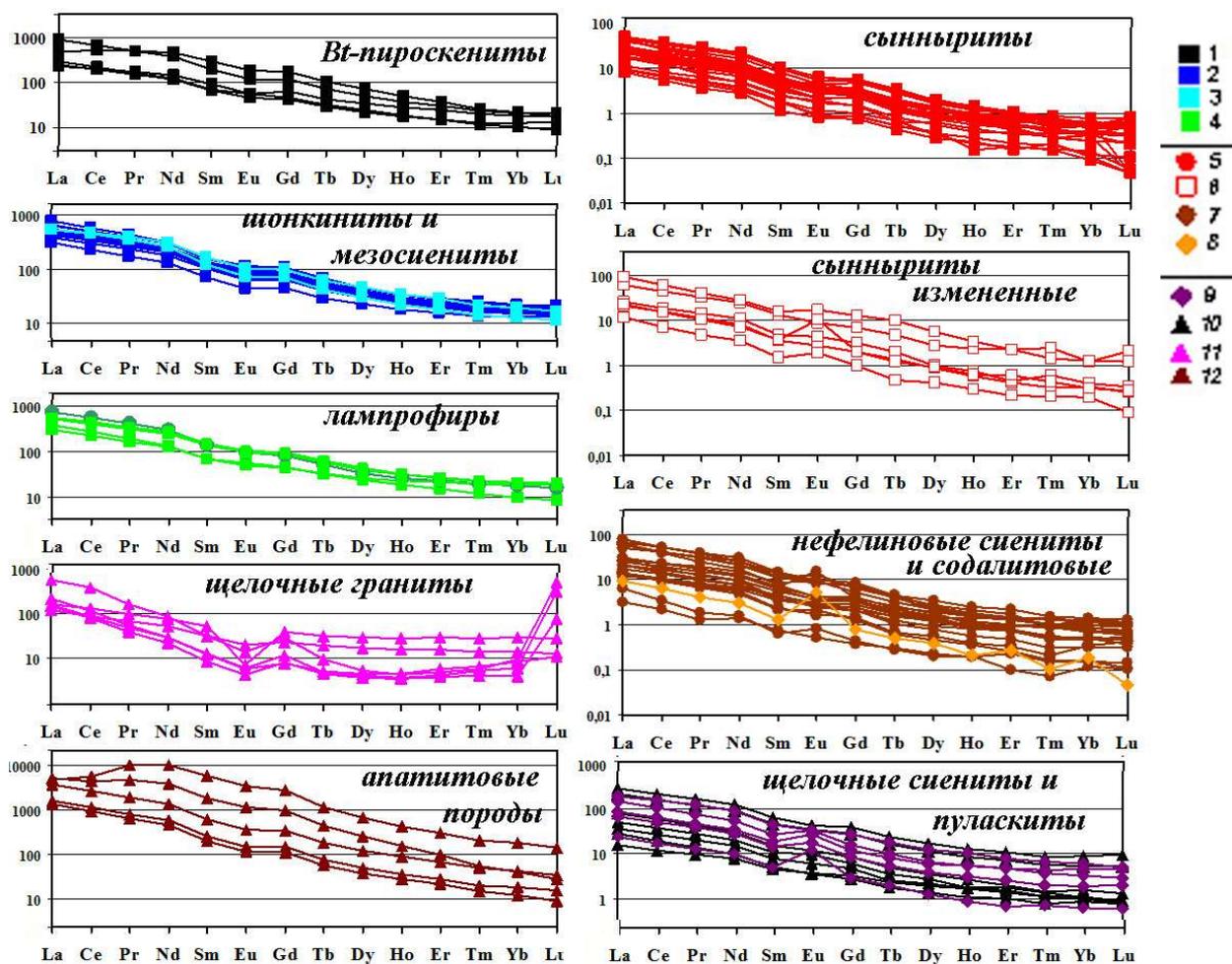


Рисунок 38 – Спектры редкоземельных элементов во всей серии пород Сыннырского массива

Имеется в виду образование расплава самой породы и его отделения от расплава другой породы, а не при кристаллизации самой этой фракции, в которой могут проявляться процессы фракционной кристаллизации. У большинства спектров не наблюдается фракционирования европия, кроме отрицательного фракционирования в гранитах и положительного в содалитовых сиенитах и некоторых анализах щелочных сиенитов и измененных сынныритов. В содалитовых сиенитах это может быть связано с наличием флюидных компонентов, а в щелочных сиенитах, из-за отсутствия плагиоклаза, двухвалентный европий может концентрироваться в полевом шпате. В апатитовых породах – два верхних спектра принадлежат чистым апатитам из биотитовых пироксенитов массива Хани (верхний спектр) и карбонатитов Арбарахстахского массива, которые мы привели для сравнения. Объяснить содержание лантана менее, чем количество церия в апатите Хани мы пока не можем. Линии спектров сынныритов очень компактны, что можно объяснить общностью их происхождения в разных частях участка

«Калюмный». В спектре щелочных гранитов в отличие от простых гранитов наблюдается эффект резкого накопления лютеция, что характерно для щелочных гранитов.

Мультиэлементные диаграммы пород Сыннырского массива приведены на рисунке 39. Положительные и отрицательные аномалии почти для всех пород массива одинаковые и отличаются только интенсивностью.

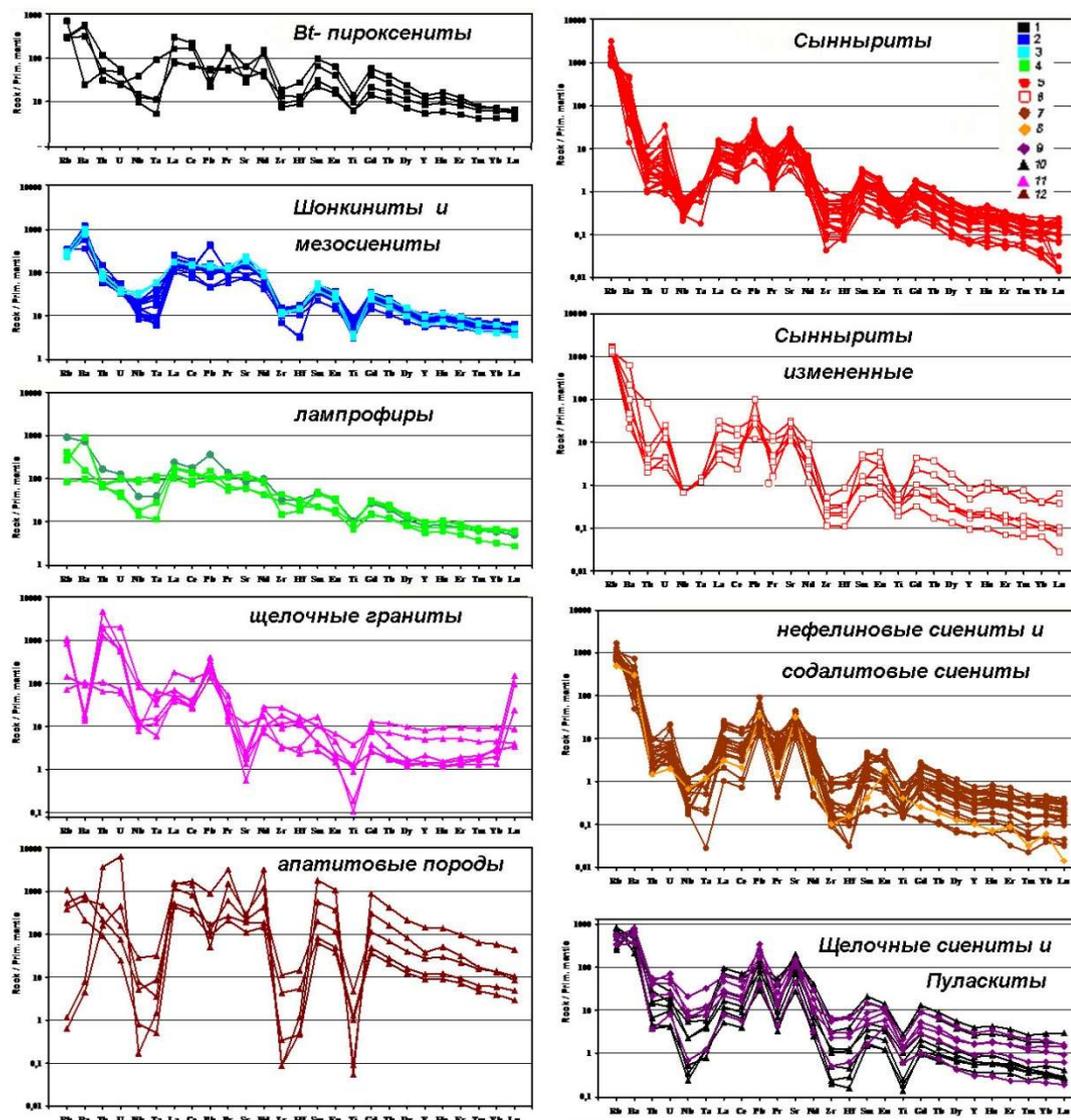


Рисунок 39 – Мультиэлементные диаграммы всех пород Сыннырского массива

В сынныритах наблюдаются положительные аномалии фигуративных точек составов для Rb, Ba, Sr, Th, Pb и отрицательные аномалии для Nb, Ta, Zr, Hf и Ti. Аномалия рубидия очень резкая. Почти не наблюдается аномалии для Y. Спектры очень компактные и однотипные как для сынныритов, так и для измененных сынныритов. Это подтверждает, что при изменении и распаде нестабильного лейцита не происходит значительного выноса компонентов и как руду можно использовать и незначительно измененные сынныриты.

Для меланократовой группы пород (Вт-пироксенитов, шонкинитов и меланосиенитов) спектры фигуративных точек мультиэлементные диаграммы почти одинаковы и варьируют только для U, Nb, Zr, Hf. Аномалии такие же, как и у сынныритов. Для сиенитов же наблюдается большая дисперсия содержаний для Th, U, Nb, Та и Zr, Hf. Аномалии положительные и отрицательные для всех сиенитов однотипные, такие же как в щелочных породах других массивов провинции [3], и такие же, как в других породах Сынныра, что свидетельствует об их генетическом родстве. Отличаются они только относительными содержаниями элементов. В лампрофирах аномалии менее выражены из-за их субвулканического происхождения. В гранитах очень незначительно выражены отрицательные аномалии Nb, Та, Zr, Hf и резкая отрицательная аномалия стронция и титана, что обычно характерно для щелочных гранитов [4].

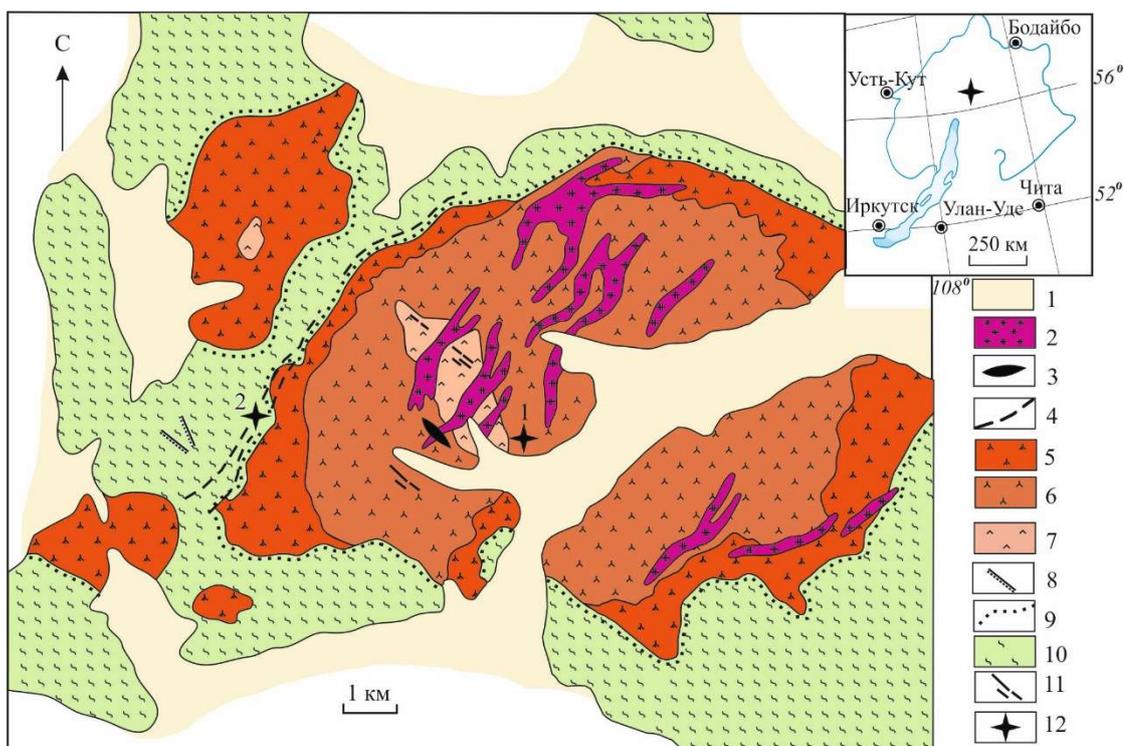
В мультиэлементных диаграммах апатитовых пород отрицательные аномалии Nb, Та, Zr, Hf и Ti выражены еще более контрастно.

Полученные результаты базируются на большом и надежном аналитическом материале. На основе полученных анализов можно констатировать значительно повышенные концентрации в сынныритах рубидия и галлия и, в меньшей степени, бария и стронция, которые могут представлять промышленный интерес.

## 2 Бурпалинский массив

### 2.1 Геологическое строение Бурпалинского массива

Продолжено изучение уникального редкометального Бурпалинского массива центрального типа, агпаитового типа, Na-специализации. Данный массив расположен в 70 км юго-западнее Сыннырского массива (рисунок 40). Его площадь составляет 250 км<sup>2</sup>.



Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, 2 – мелкозернистые щелочные граниты, 3 – мариуполиты, 4 – фойяиты, 5 – полосчатые порфирированные сиениты, 6 – трахитоидные арфведсонит-эгириновые сиениты, нефелиносодержащие сиениты, 7 – массивные кварцевые сиениты и сиениты, 8 – апатит-флюоритовая жила, 9 пегматиты, 10 – пироксен-биотитовые кордиеритовые роговики, 11 – карбонатиты. 12 – места отбора проб для геохронологических U–Pb-исследований.

Рисунок 40 – Схема геологического строения массива Бурпала

Вмещающими породами массива являются теригенноосадочные отложения холоднинской свиты (С<sub>т1</sub>) - песчаники, алевролиты, алевропесчаники. Внедрение интрузии повлекло за собой образование зоны кордиеритовых и биотитовых роговиков и ороговикоманных пород мощностью до 100 м.

В результате полученных геологических, петрохимических и геохимических данных последовательность образования пород массива представляется следующим образом:

Наиболее ранними породами массива являются дайки шонкинитов, встреченные во вмещающих породах ЮЗ части. Они сложены К-полевым шпатом и меланократовыми минералами (20-40%): пироксеном, слюдой и гранатом. Мощность даек 1-5 м и протяженность до 100 м.

Следующая фаза внедрения – нефелиновые сиениты. Они расположены в центральной части массива – главный шток и в сателлите Соломалгун обнажается небольшое тело трахитоидных нефелиновых сиенитов. Это среднезернистые породы серого цвета, состоящие из микроклин-пертита (70%) и нефелина (30%). Темноцветные минералы представлены щелочным амфиболом и пироксеном. Состав амфиболов переменный: от гастингсита до катафорита. Из аксессуарных минералов присутствуют циркон, титанит, апатит и магнетит.

Главная фаза Бурпалинского массива представлена среднезернистыми трахитоидными пуласкитами. Они занимают почти 70% площади массива. Пуласкиты - сложены пертитовым К-Na полевым шпатом (80-85%), в интерстициях которого образуется нефелин (5-8%). Редко встречается астрофиллит. Темноцветные и аксессуарные минералы такие же, как в нефелиновых сиенитах. Иногда встречаются участки крупнозернистых пуласкитов. В приконтактных (эндоконтактных) частях массива пуласкиты переходят в кварцевые сиениты, которые слагают около 20% площади массива. Кварцевые сиениты сложены микроклин-пертитом, кварцем (5-10%), и темноцветными минералами: амфиболом, пироксеном, реже слюдой. Из аксессуарных минералов встречены: апатит, магнетит, циркон и титанит.

Породы жильной фации очень разнообразны, это - нефелиновые и щелочные сиениты, редкометальные щелочно-полевошпатовые (реже с нефелином) пегматиты, «нефелин-содалитовые мариуполиты», аляскиты и щелочные граниты. Особое место занимает крупная дайка апатит-флюоритовых пород и карбонатиты.

Дайки щелочных и нефелиновых сиенитов секут пуласкиты и кварцевые сиениты главной фазы. Они сложены микроклин-пертитом с небольшим количеством нефелина (5-10%). Темноцветные минералы представлены щелочными амфиболами и пироксенами.

Содалит-нефелиновые сиениты (так называемые «мариуполиты») образуют дайковые тела мощностью 1-3 м. и протяженностью в сотни метров. Они сложены пертитовым калинатровым полевым шпатом, пойкилитовыми кристаллами арфведсонита и эгирина (5-10%), нефелином и содалитом (10-20%), реже эвдиалитом (до 20%). По неясной причине геологи съёмочной экспедиции назвали их мариуполитами. Хотя мариуполиты - это нефелин-альбитовые породы и отличаются от описанных выше даек.

Редкометалльные пегматиты внедрились по разломам приконтактной ЮЗ части массива и центральной части. Это в основном среднезернистые, реже крупнозернистые породы. Они состоят из микроклина, альбита, пироксенов и амфиболов и редкометалльных минералов. Редкометалльная минерализация щелочно-сиенитовых пегматитов очень разнообразна. В некоторых участках на контакте редкометалльных пегматитов с алевролитами образуются фениты, мощностью до 5-10 м. В фенитах редкометалльная минерализация представлена меланоцеритом, ринколитом и цирконом; темноцветными минералами - арфведсонитом и эгирином.

Апатит-флюоритовое жильное тело, мощностью 10-50 м. и протяженностью 2-3 км., расположено в пуласситах центральной части массива. Оно сложено апатитом (10-30%), флюоритом (20-70%), кроме того, встречаются: магнетит (1-10%), биотит (3-15%), пироксен (2-10%), нефелин (1-5%). Темноцветные минералы приурочены, главным образом, к эндоконтактной части дайки. Дайка средне- и крупнозернистого строения, имеет резкие контакты с вмещающими пуласситами. В южной части дайки нами обнаружено ее пересечение мелкой жилой (2-3 см) аляскитового гранита. Ранними исследователями это тело относилось к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Термобарогеохимические исследования, проведенные В.Ю. Прокофьевым (ИГЕМ РАН) с использованием наших образцов, показали довольно высокие температуры образования минералов дайки. Температура образования флюорита - более 560<sup>0</sup>С и апатита - более 800<sup>0</sup>С.

В Бурпалинском массиве нами встречены две карбонатные дайки, которые по геохимическим признакам можно отнести к карбонатитам. Одна дайка встречена во вмещающих породах ЮЗ части массива, мощность ее 20 см. и протяженность 3 м. Она сложена кальцитом, кварцем (20%) и пиритом (5%). Вторая дайка прорывает нефелиновые сиениты центральной части массива, мощность ее 20-30 см. и протяженность 50 м. Она сложена кальцитом, микроклином (30%) и стронциевым цеолитом - бревстеритом (1-3%).

Аляскитовые и щелочные граниты образуют многочисленные дайки, в основном, в центральной части массива. Мощность их 1-100 м. и протяженность от 200 м. до нескольких километров. Они занимают не менее 10% от площади массива. Аляскиты (лейкограниты) сложены кварцем (20-30%) и микроклинпертитом (около 70%), из темноцветных минералов встречены пироксен и амфибол (1-5%). Щелочные граниты состоят из кварца (до 30%), решетчатого микроклина, щелочного амфибола (1-5%) и эгирина (1-5%).

## 2.2 Возраст пород Бурпалинского массива

Для геохронологических U–Pb-исследований Бурпалинского массива использованы пробы пуласкита главной фазы массива и редкометального сиенита. Выделение акцессорных цирконов из этих проб проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для геохронологических U–Pb-исследований кристаллы циркона подвергались в спирте, ацетоне, 1 М HNO<sub>3</sub> многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывали особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U, Pb выполняли по модифицированной методике Т.Е. Кроу [Krogh]. В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовали метод предварительной кислотной обработки [Mattinson]. Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом или динамическом режимах. Для изотопных исследований использовались смешанные изотопные индикаторы <sup>235</sup>U–<sup>202</sup>Pb, <sup>235</sup>U–<sup>208</sup>Pb. Содержания U и Pb и изотопные U/Pb-отношения определены с погрешностью 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводили при помощи программ PbDAT [12], ISOPLOT [13]. При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана [16]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [15]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

Акцессорный циркон, выделенный из пуласкита главной фазы массива Бурпала (проба Бур 305-10), представлен прозрачными идиоморфными призматическими розоватыми кристаллами. Геохронологические U–Pb-исследования проведены для двух микронавесок (5 зерен) наиболее идиоморфных и прозрачных кристаллов циркона, отобранных из размерных фракций мельче 100 и крупнее 150 мкм. Точки изотопного состава изученных микронавесок циркона расположены на конкордии (рисунок 41), а их конкордантный возраст  $294 \pm 1$  млн лет.

Циркон из редкометального сиенита (проба Бур 313-10) образует полупрозрачные идиоморфные дипирамидальные, кристаллы от желтоватого до темно-коричневого цвета. Для геохронологических U–Pb-исследований использованы микронавеска (25 зерен) наиболее “чистых” кристаллов циркона, отобранная из размерной фракции 100–200 мкм, а также для двух навесок циркона из фракций 80–100 и крупнее 100 мкм, подвергнутых предварительной кислотной обработке [14]. Точки изотопного состава изученного циркона образуют дискордию, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $283 \pm 8$  млн лет. Морфологические особенности акцессорных цирконов из пуласкита главной фазы и редкометального сиенита Бурпалинского массива

свидетельствуют об их магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученные для них оценки возраста, которые практически совпадают в пределах погрешности определений, как возраст этого становления массива.

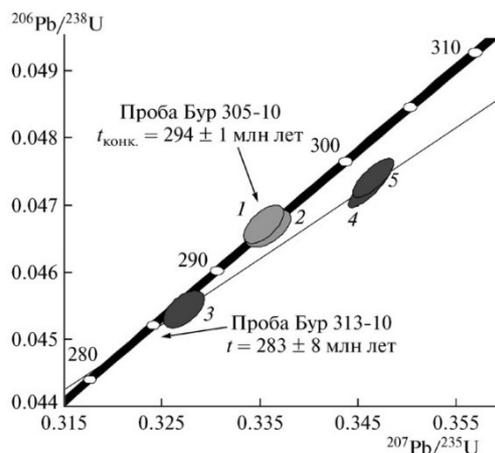


Рисунок 41 – Диаграмма с конкордией для цирконов из сиенитов главной фазы Бур 305/10 и редкометального пегматита Бур 313/10

Полученные геохронологические данные показывают, что формирование Бурпалинского массива произошло в ранней перми. По возрасту он сопоставим с Сынырским плутоном.

### 2.3 Минералогический состав рудных пегматитов Бурпалинского массива

В пределах Бурпалинского массива известно крупное месторождение стратегических редких элементов Zr, Nb, REE, которое локализуется в жильных апаитовых сиенит-пегматитах. В них известно около 100 минералов.

Проведенные нами микронзондовые исследования подтвердили наличие следующих редких минералов:

**Zr-силикаты**- циркон, эвдиалит, ловенит, Ti-ловенит, велерит, бурпалит, сейдозерит, Са-сейдозерит, розенбушит, власовит, катаплеит, Са-катаплеит, эльпидит.

**Минералы Ti** – титанит, астрофиллит, рамзаит, Mn-нептунит, бафертисит, чевкинит, Mn-ильменит, пирофанит, Sr-перрьерит, ландауит, рутил, анатаз, брукит;

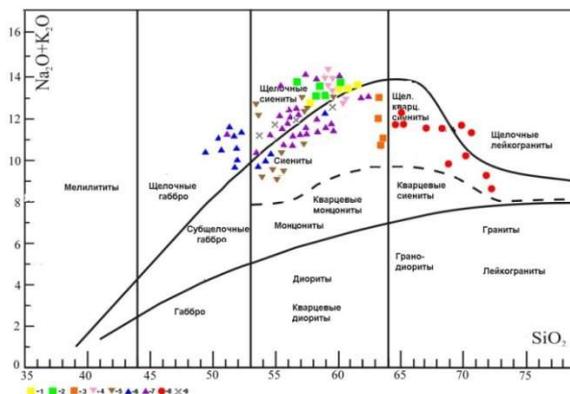
**Минералы REE** - лопарит, металопарит, бритолит, ринколит, меланоцерит, бастнезит, паризит, анкилит, монацит, REE-апатит;

**Минералы Nb** – пироклор, лопарит;

**Другие редкие минералы**: лейкофан, гамбергит, эвдиалит, пироклор, бетафит, торит, торианит, тайниолит, бревстерит, криолит и др.

## 2.4 Петрохимические особенности пород Бурпалинского массива

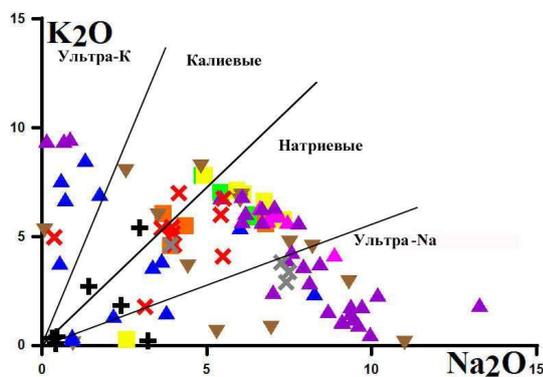
На диаграмме  $\text{SiO}_2$ - $[\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]$  (рисунок 42) демонстрируются индивидуальные анализы. Они указывают на то, что составы всех исследованных пород укладываются в границы трех групп - основных, средних и кислых пород. К группе основных пород относятся сиениты главной интрузивной фазы и дайковые образования: шонкиниты, меланосиениты. Группу кислых пород в основном представляют щелочные граниты. Остальное разнообразие пород массива относится к средним породам. Абсолютное большинство пород располагается в поле типично щелочных и субщелочных образований.



Условные обозначения: 1 – пуласкиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – кварцевые сиениты, 4 – мариуполиты, 5 – жильные нефелиновые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – редкометалльные пегматиты, 8 – граниты-алаяскиты, 9 – фениты.

Рисунок 42 – Диаграмма  $\text{SiO}_2$ - $[\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}]$  для главных типов магматических пород Бурпалинского массива

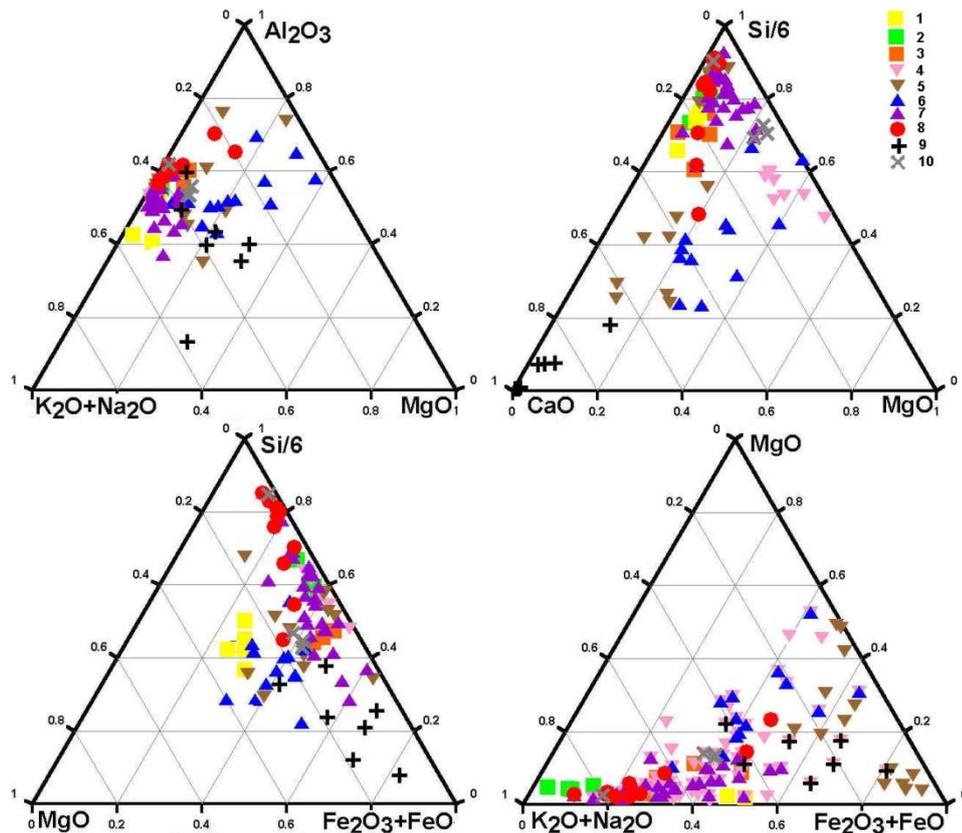
Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  (рисунок 43) свидетельствует, что щелочные породы Бурпалинского массива исключительно разнообразны по соотношению калия и натрия. Их составы варьируют от ультранатриевых до ультракалиевых типов. Отчетливо видно преобладание пород с натриевой специализацией, хотя и есть К-Na-вые породы и существенно калиевые.



Условные обозначения как на рисунке 42, кресты - апатит-флюоритовые породы.

Рисунок 43 – Диаграмма  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{K}_2\text{O}$  для главных типов магматических пород Бурпалинского массива

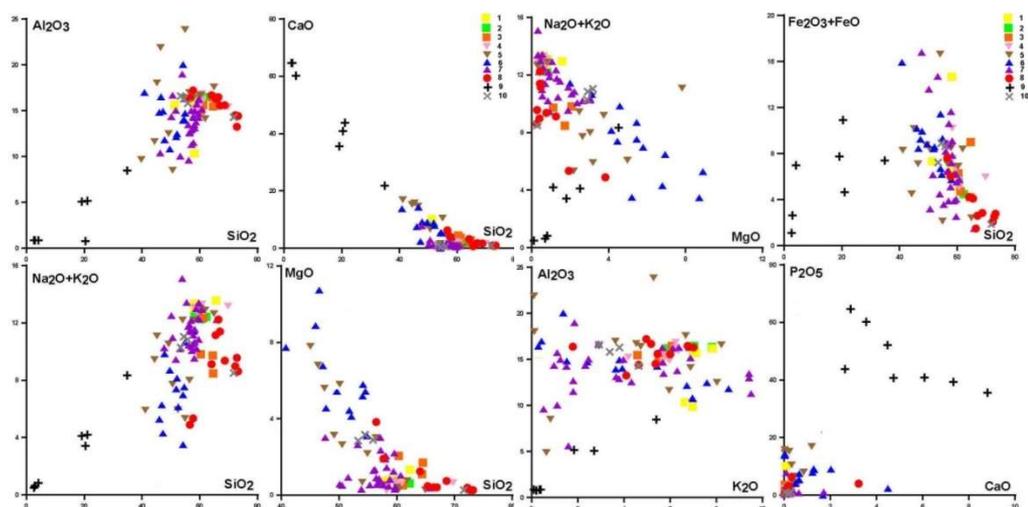
На диаграммах тройных корреляций петрогенных элементов (рисунок 44) наблюдаются единые тренды составов для всех пород массива. Наблюдается некоторая дисперсия точек составов, что связано с большим разнообразием пород. Из-за вариаций мелано- и лейкократовых полос в пегматитах, связанных с процессами расслоения щелочной магмы, точки их составов образуют широкое поле, которое вписывается в основной тренд.



Условные обозначения: 1 – пулaskиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – кварцевые сиениты, 4 – мариуполиты, 5 – жильные нефелиновые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – редкометальные пегматиты, 8 – граниты-аляскииты, 9 – апатит-флюоритовые породы, 10 – фениты.

Рисунок 44 – Диаграммы тройных корреляций петрогенных элементов в породах Бурпалинского массива

На петрохимических диаграммах парных корреляций петрогенных элементов (рисунок 45) точки составов пород массива образуют единый тренд, говорящий об их генетической общности.



Условные обозначения: 1 – пуласкиты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – кварцевые сиениты, 4 – мариуполиты, 5 – жильные нефелиновые сиениты, 6 – шонкиниты, 7 – редкометалльные пегматиты, 8 – граниты - аляскиты, 9 – апатит-флюоритовые породы, 10 – фениты.

Рисунок 45 – Диаграммы парных корреляций петрогенных элементов в породах Бурпалинского массива

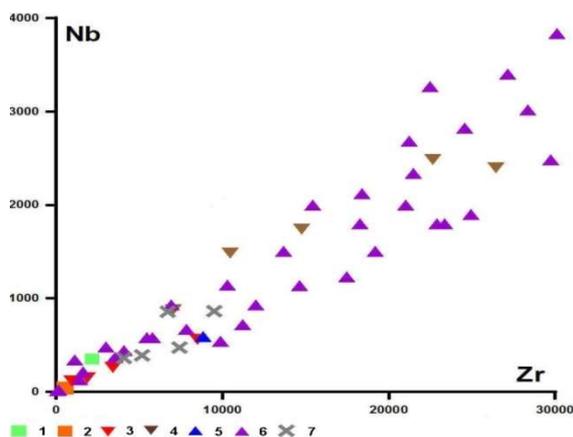
Как и на треугольных диаграммах тут наблюдается некоторая дисперсия составов пород, которую мы связываем с процессами расслоения высокощелочной магмы.

## 2.5 Геохимические особенности пород Бурпалинского массива

В Бурпалинском массиве с пегматитами связано месторождение циркония, ниобия, редкоземельных элементов и иттрия, а в Ачитском массиве в гидротермалитах и пегматитах месторождение иттрия и тяжелых редкоземельных элементов. В связи с этим важно рассмотреть поведение редких элементов в породах главных фаз массивов и в рудоносных породах, что бы определить их геохимические особенности и закономерности образования этих промышленно важных месторождений.

Концентрации редких элементов в пегматитах Бурпалинского массива достигают следующих максимальных значений: Zr – 4%, REE – 2,5%, Y – 0,5%, Nb – 0,4% и представляют промышленный интерес.

На рисунке 46 наблюдается четкая прямая корреляция концентраций Zr и Nb во всех породах комплекса. Учитывая разброс содержаний этих элементов в породах, который оценивается в 2-3 порядка, следует отметить уникальность геохимической связи этих элементов в массиве. Поведение главных рудообразующих элементов пегматитов Zr, Nb, TR и Y взаимосвязано и закономерно.



Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты.

Рисунок 46 – Диаграмма парных корреляций Zr и Nb (в г/т) в породах массива

Как видно из рисунке 47А, наблюдается полный тренд концентраций между цирконием и REE при неизменных их соотношениях с содержаниями ниобия. В соотношениях же Zr, Nb и Y наблюдаются два тренда составов при одинаковых соотношений концентраций иттрия и ниобия (рисунке 47В). Вероятно это явление связано с различной изоморфной емкостью для Y и редких земель в цирконосиликатах с различной структурой.

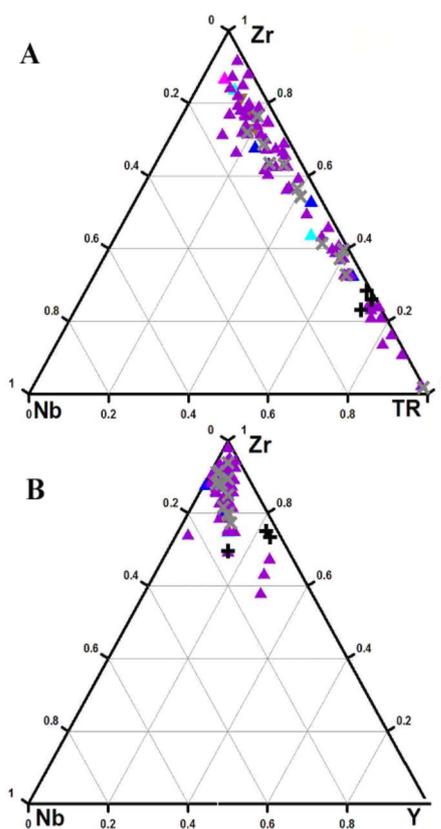
Максимальные концентрации Th – 0,5%, U – 0,1%, главными концентраторами которых являются бритоцит, меланоцерит, пироксид и металопарит.

Большое разнообразие минеральных ассоциаций редкометалльных минералов на массиве ставит его в ряд уникальных объектов природы.

#### Геохимия редкоземельных элементов (REE).

REE в пегматитах Бурпалинского массива являются основным рудным компонентом и поэтому очень важно изучить поведение REE в процессе дифференциации редкометалльной щелочной магмы, как в общих спектрах REE, так и в относительных концентрациях в различных породах. В связи с большим разнообразием редкометалльных минералов в пегматитах Бурпалинского массива, содержащих REE, мы не ставили целью изучить поведение редкоземельных элементов в каждом конкретном минерале, а старались найти общность и разнообразие поведения REE в самих пегматитах и породах массива.

Среднее содержание REE в щелочных силикатных породах главных интрузивных фаз и дайковых щелочных породах Бурпалинского массива в 2 раза выше по сравнению с кларком в сиенитах. Наивысшее содержание суммы REE наблюдается в ранних дайках меланократовых шонкинитов, которые обнаружены за пределами массива в его западной части соответствует – 3000-4000 ppm.

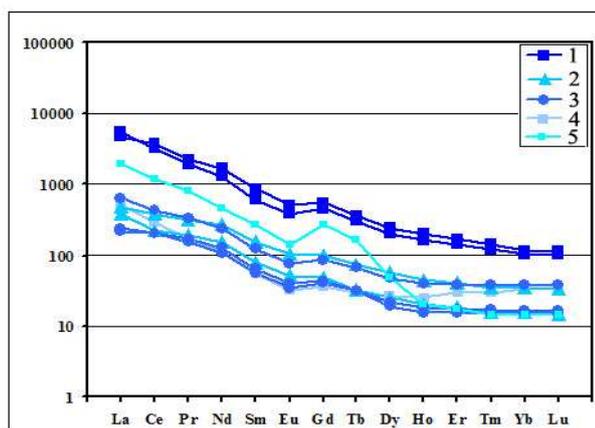


Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты, черные кресты – апатит-флюоритовая жила.

Рисунок 47 – Тройные корреляционные связи главных рудообразующих элементов пегматитов

Концентрации суммы REE в сиенитах главной фазы (нефелиновых, щелочных и кварцевых) равняются 500 ppm (рисунок 48). Жильные мелкозернистые щелочные нефелиновые сиениты и так называемые нефелин-содалитовые мариуполиты по содержанию REE не отличаются от сиенитов главной фазы (450-500 ppm), это может свидетельствовать о том, что жильные сиениты по внедрению близки к сиенитам главной фазы и остаточная магма из которой они образовались не прошла длительного процесса дифференциации элементов. Жильные меланократовые шонкиниты не имеют непосредственных пересечений с сиенитами главной фазы и пегматитами. Мы их отнесли к ранней фазе исходя из их более основного состава и расположения на общем корреляционном тренде состава пород массива. В результате можно сделать вывод, что первичная магма ранних пород массива содержала почти на порядок более высокие концентрации REE. При дальнейшем остывании и дифференциации магмы эти элементы в комплексном соединении со щелочными летучими компонентами могли отделиться от первичной магмы и уже после кристаллизации магмы главной фазы реализоваться в остаточных магмах пегматитов. Таким образом, можно объяснить высокие содержания

REE в пегматитах массива, которые доходят до 3.6%. На рисунке 48 приведены спектры REE в шонкинитах и сиенитах массива. Как видно из рисунка, спектры REE во всех приведенных породах совершенно аналогичны, как по наклону самих кривых, так и по поведению отдельных элементов. Во всех породах наблюдается очень незначительное фракционирование Eu, что свидетельствует об отсутствии плагиоклазовых фаз в ранней магме Бурпалинского массива, которая обычно концентрирует Eu и отделяясь в раннюю стадию, приводит к дефициту Eu в более поздних породах.



Условные обозначения: 1 – шонкиниты, 2 – нефелиновые сиениты, 3 – пуласкиты, 4 – кварцевые сиениты, 5 – мариуполит. Содержания редких земель нормированы на хондрит.

Рисунок 48 – Распределение редкоземельных элементов в сиенитах Бурпалинского массива

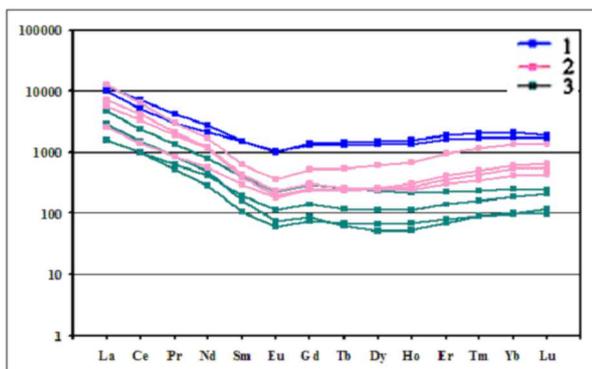
Для всех спектров характерен небольшой наклон линии спектров, что говорит не о малой дифференцированности пород, а скорее о первичном высоком содержании тяжелых REE.

Для редкометальных пегматитов Бурпалинского массива характерна большая дисперсия суммы REE, которая варьирует от 500 ppm до 36000 ppm, что можно объяснить высокой щелочностью пегматитов.

Мы уже писали о большом разнообразии редкометальных минеральных фаз пегматитов Бурпалинского массива, что очень усложняет выделение разных типов пегматитов с различными минеральными парагенезисами. Из-за плохой обнаженности района развития пегматитов на массиве (в основном коренной курум и небольшое количество геологических канав) возможно, что некоторые тела небольшой мощности являются апофизами более крупного расслоенного тела редкометальных пегматитов. Мы попытались разделить пегматитовые тела на различные типы по спектрам REE с учетом главных минералов концентраторов REE. В результате получили 6 групп пегматитов, различающихся спектром REE. Следует отметить, что не встречаются пегматиты с каким-нибудь одним концентратором REE, но имеется два вида пегматитов: в I - концентратором

является один главный минерал (70%), и во II- главными концентраторами является группа минералов.

На рисунке 49 представлены спектры REE первой группы пегматитов. Можно выделить три разновидности пегматитов: 1 – главным концентратором REE является эвдиалит. Для этих пегматитов характерны наивысшие содержания REE.



Условные обозначения: пегматиты с: эвдиалитом (1), с сейдозеритом (2), с катаплеитом (3). Содержания редких земель нормированы на хондрит.

Рисунок 49 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 1 группы Бурпалинского массива

2 – главными концентраторами REE являются игольчатые цирконосиликаты группы ловенита - сейдозерита.

3 – разновидность, где главным концентратором REE является катаплеит. Различные содержания редкоземельных элементов в этих минералах связаны с различными кремнекислородными радикалами в структуре минералов, однако очень близкая конфигурация спектров говорит скорее всего о накоплении REE всего в одной структурной позиции (вероятно позиции катиона Ca). Все три разновидности пегматитов являются высокощелочными с большим коэффициентом агпаитности ( $K_{агп}$ ), что определяет и кристаллизацию цирконосиликатов вместо циркона. Для всех спектров REE пегматитов 3-х групп характерен малый наклон линий спектров и также незначительное фракционирование Eu. Линии спектров начиная от Eu имеют почти горизонтальный характер с небольшим подъемом к конечным членам REE.

Вторая группа пегматитов значительно отличается от первой группы. Это шпировые пегматиты в сиенитах центральной части массива. Они характеризуются более низким  $K_{агп}$  и поэтому в них не встречается цирконосиликатов. Главными концентраторами REE в них является сфен и циркон. Далее значительные концентрации REE отмечаются в фосфате- силикате REE - бритолите, который образует обособления в центральной части пегматита или довольно крупные мономинеральные залежи по

трещинам в стороне от пегматита размером до 50 см. Спектры REE для этой разновидности пегматитов характеризуются довольно резким покатым наклоном линии от La до Eu, который затем выполаживается до Lu. Для этих пегматитов характерны более глубокое фракционирование Eu, чем в первой группе.

Для пегматитов второй группы характерны значительные содержания в них астрофиллита при переменных, незначительных концентрациях лопарита и цирконосиликатов. Для этой разновидности характерна синусоидальная линия спектра REE (рисунок 50). В начале от La до Eu идет постепенное увеличение наклона спектра (вниз), затем от Eu до Ho идет закономерный подъем линии спектра вверх, далее от Ho до Yb идет опускание линии спектра и почти горизонтальная линия от Yb до Lu. Подобные линии спектра известны для гранатов из алмазоносных кимберлитов. Суммарное содержание REE соизмеримо с пегматитами первой группы.

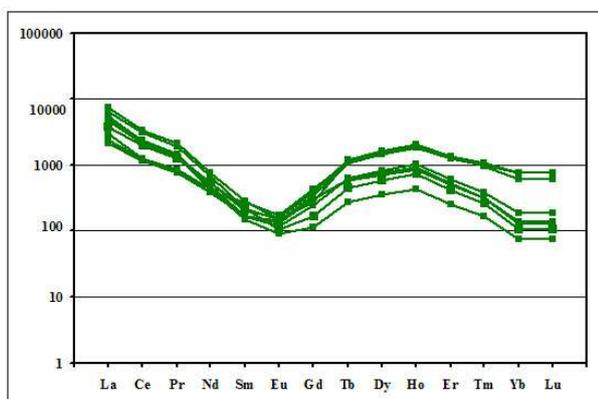


Рисунок 50 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 2 группы (с астрофиллитом) Бурпалинского массива. Содержания редких земель нормированы на хондрит

Пегматиты третьей группы характеризуются значительными содержаниями мангано-ильменита. Кроме него в варьирующих количествах встречаются лопарит и цирконосиликаты.

Для спектров REE этих пегматитов (рисунок 51) характерен очень незначительный наклон спектра, при довольно высоких по сравнению с другими пегматитами содержаниями суммы REE. Фракционирование Eu в них почти полностью отсутствует и линия спектра после Eu почти горизонтальна.

В пегматитах четвертой группы главным концентратором REE является лопарит и цирконосиликаты. Пегматиты обычно лейкократового состава, иногда содержат нефелин. Спектр REE представлен на рисунке 52. В начале линия спектра от La до Eu имеет довольно резкий наклон вниз, затем испытывает подъем до Gd и далее проходит почти

горизонтально до Lu с некоторой дисперсией в обе стороны. Спектр характеризуется некоторой аномальностью Sm, который находится почти на одной линии с Eu.

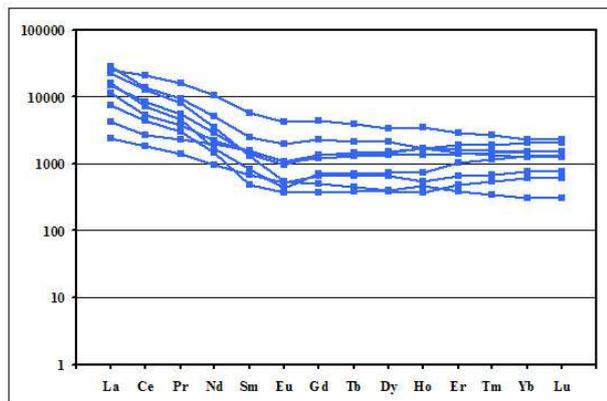


Рисунок 51 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 3 группы (с ильменитом) Бурпалинского массива. Содержания редких земель нормированы на хондрит

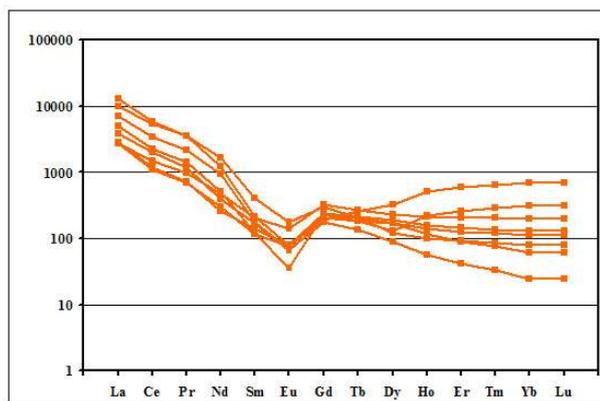


Рисунок 52 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 4 группы (с лопаритом и ловенитом) Бурпалинского массива. Содержания редких земель нормированы на хондрит

В пегматитах пятой группы среди концентраторов преобладают лопарит и ильменит, иногда встречается пирохлор. Пегматиты более меланократовые с преобладанием эгирина над амфиболом-арфведсонитом. Спектры REE этой разновидности (рисунок 53) довольно похожи на спектры предыдущих пегматитов, но имеют свои особенности. В начале идет равномерное довольно резкое понижение линии спектра до Eu (без Sm аномальности), затем резкий подъем спектра от Eu до Gd и далее почти горизонтально линии с некоторым подъемом линии спектра от Er до Lu (в некоторых пробах).

И наконец шестая группа пегматитов характеризуется лейкократовым, существенно альбитовым составом. Редкометалльные минералы в ней присутствуют в

очень незначительных количествах, поэтому и суммы REE низкие. Спектр REE этих пегматитов резко отличается от других разновидностей (рисунок 54). В начале от La до Sm линия спектра почти горизонтальная, в некоторых пробах с небольшим наклоном, затем наблюдается резкое положительное фракционирование Eu (вверх) и далее от Gd до Lu линия спектра опять горизонтальная, вероятно фракционирование Eu связано с накоплением его в альбитовой составляющей пегматитов.

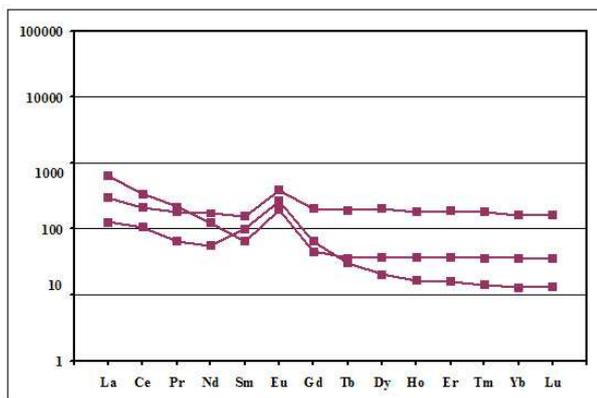


Рисунок 53 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 5 группы (альбитовые) Бурпалинского массива. Содержания редких земель нормированы на хондрит

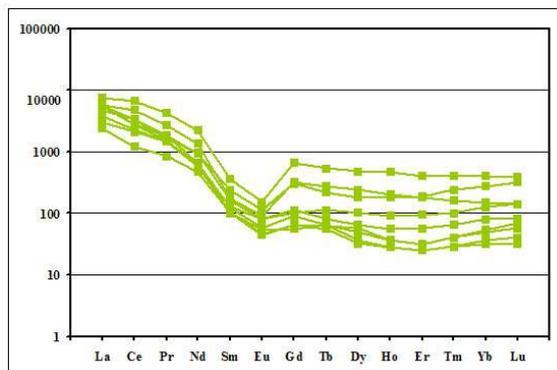


Рисунок 54 – Распределение редкоземельных элементов в пегматитах 6 группы (с лопаритом и ильменитом) Бурпалинского массива. Содержания редких земель нормированы на хондрит

На контакте пегматитов с песчанисто-сланцевой толщей образуются довольно мощные фениты шириной до 5 м.

Они сложены сахаровидным альбитом и мелкими зернами эгирина и арфведсонита. По химическому составу и редкометальной нагрузке они мало отличаются от пегматитов. Доказательством их образования по сланцам является их мелкая полосчатость, подчеркнутая меланократовыми минералами. Главными редкометальными минералами в них являются меланоцерит, ринколит, некоторые цирконосиликаты и флюорит. Для них

характерны повышенные концентрации U и Th, P и F. Спектры REE фенитов (рисунок 55) похожи на спектры пегматитов 2, 3, 5 групп (рисунок 52, 53, 54). Содержания суммы REE аналогичны пегматитам.

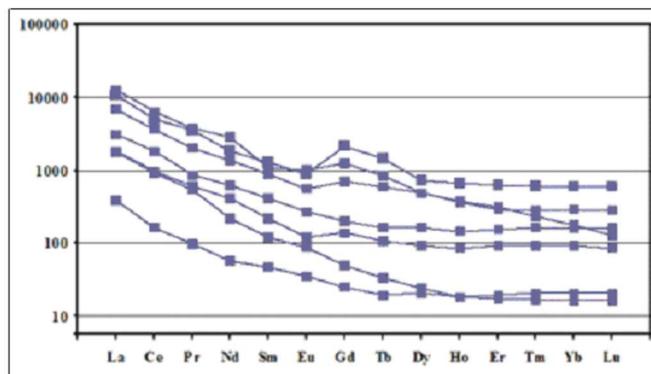
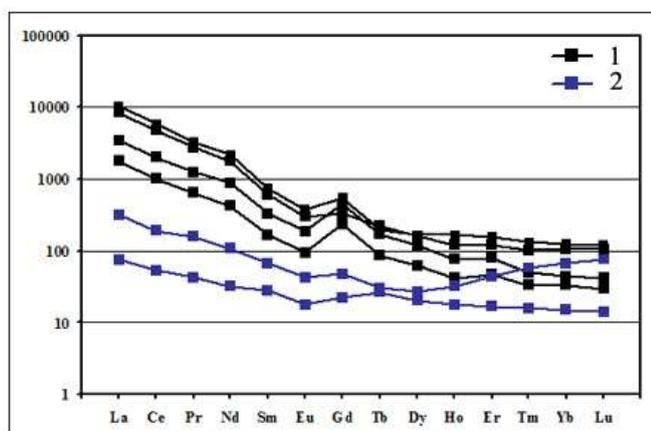


Рисунок 55 – Распределение редкоземельных элементов в фенитах массива Бурпала. Содержания редких земель нормированы на хондрит

Наиболее поздними образованиями массива являются апатит-флюоритовая жила, содержащая магнетит, пироксен и слюду. Ранее в связи с большими содержаниями флюорита это тело относили к низкотемпературным гидротермальным образованиям. Спектр REE характеризуется плавным наклоном линии спектра с положительной Gd аномалией, причина которой нам не ясна.



Условные обозначения: 1 – апатит-флюоритовые породы, 2 – карбонатиты. Содержания редких земель нормированы на хондрит.

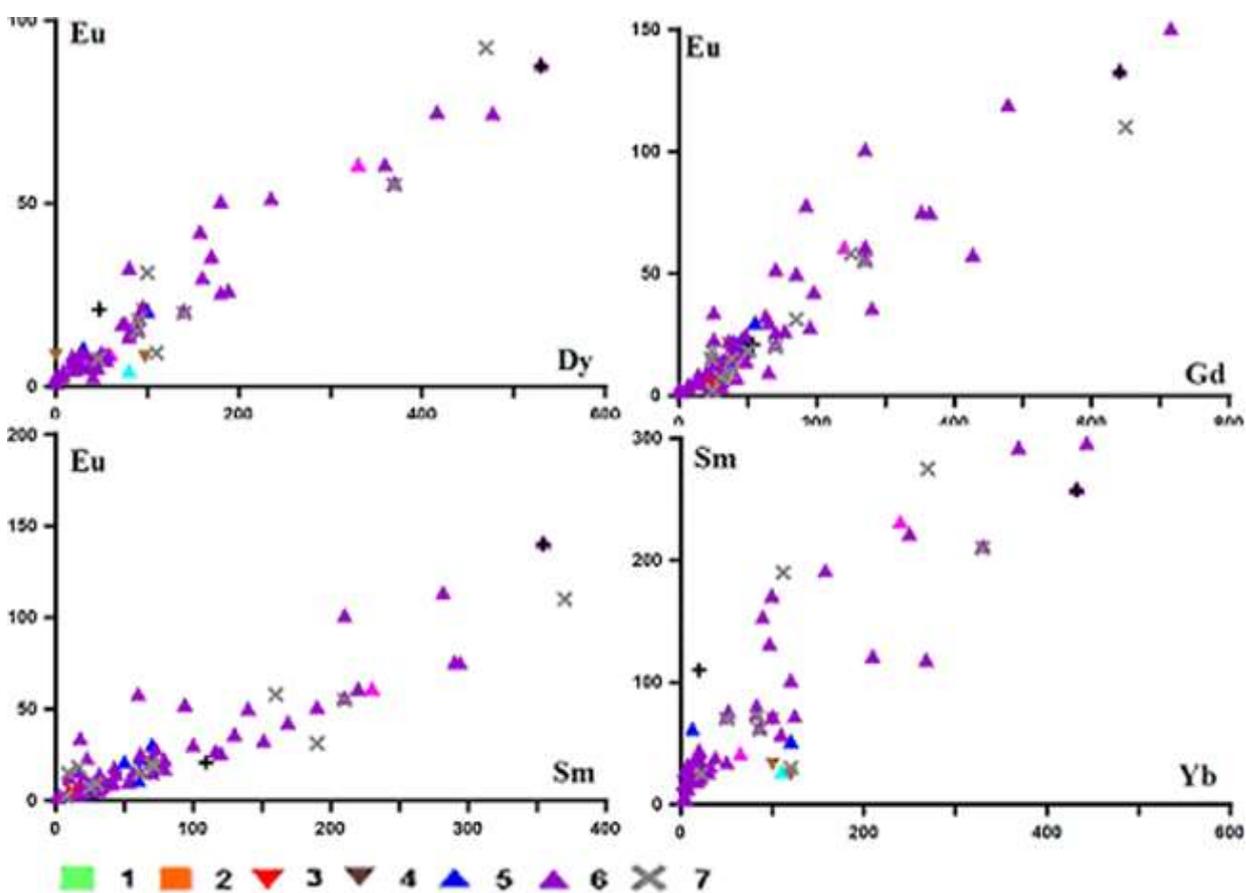
Рисунок 56 – Распределение редкоземельных элементов в породах массива Бурпала

Кроме апатит-флюоритовых образований мы обнаружили небольшую жилу кальцитового карбонатита с сульфидами во вмещающих породах и также небольшую жилу кальцит-бrevстеритовых карбонатитов в центре массива. По высокому содержанию редких элементов эти карбонатные породы можно отнести к карбонатитам. Изотопия Sr-

Nd в кальцитовой жиле также подтверждает этот вывод. Для этих карбонатитов характерен спектр REE близкий к спектру апатит-флюоритовых пород (рисунок 56).

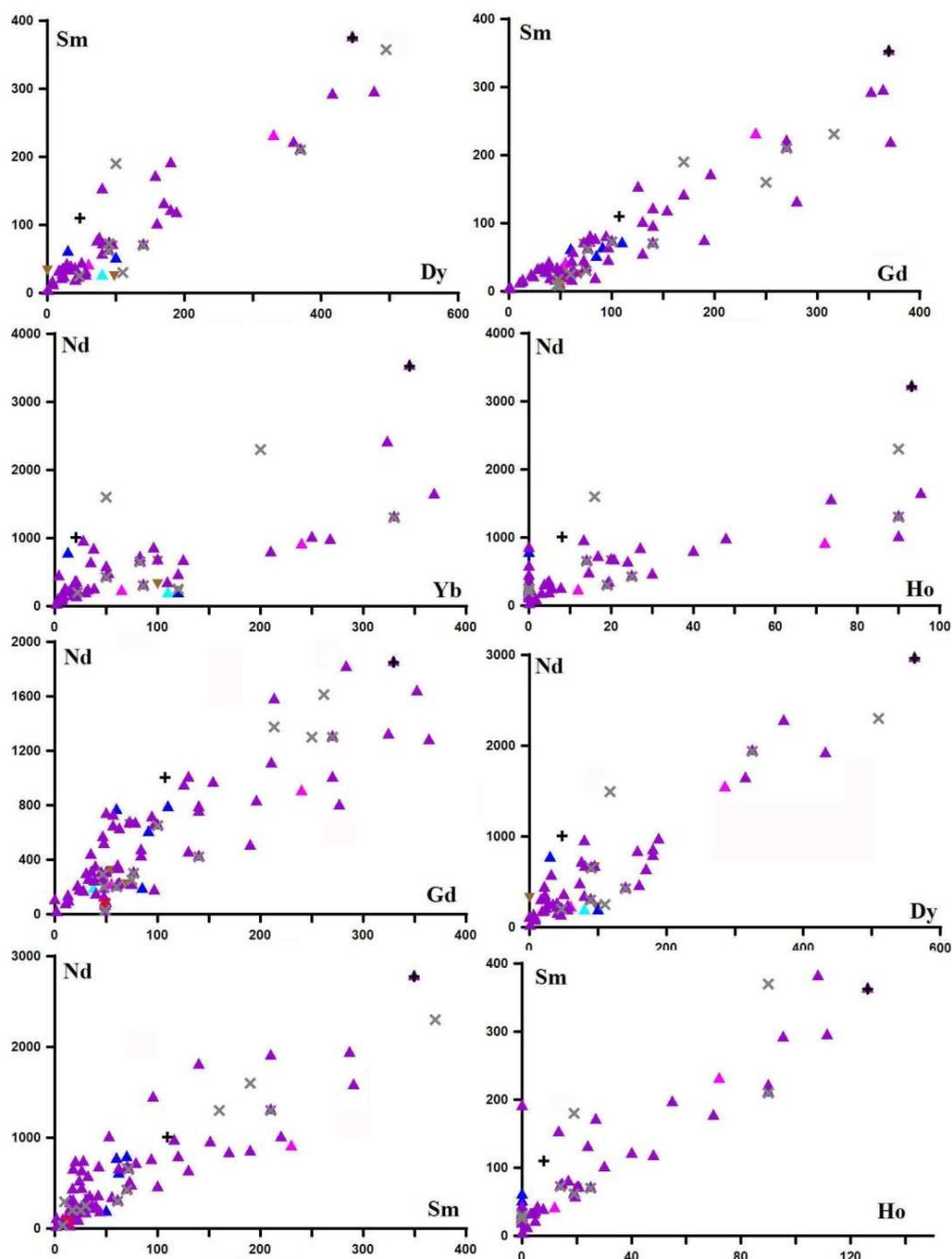
Рассмотрим поведение редкоземельных элементов внутри самой их группы.

Как видно из графиков (рисунок 57) между элементами редкоземельных элементов в пегматитах Бурпалинского массива наблюдаются четкие линейные корреляционные зависимости. Это связано с закономерным распределением различных элементов REE - группы в разных структурах минералов и в первую очередь свидетельствует о закономерной кристаллизации (магматической, а не метасоматической) всех фаз редкометалльных минералов, содержащих редкие земли. Иначе единого тренда составов REE не наблюдалось бы.



Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты, черные кресты – апатит-флюоритовая жила.

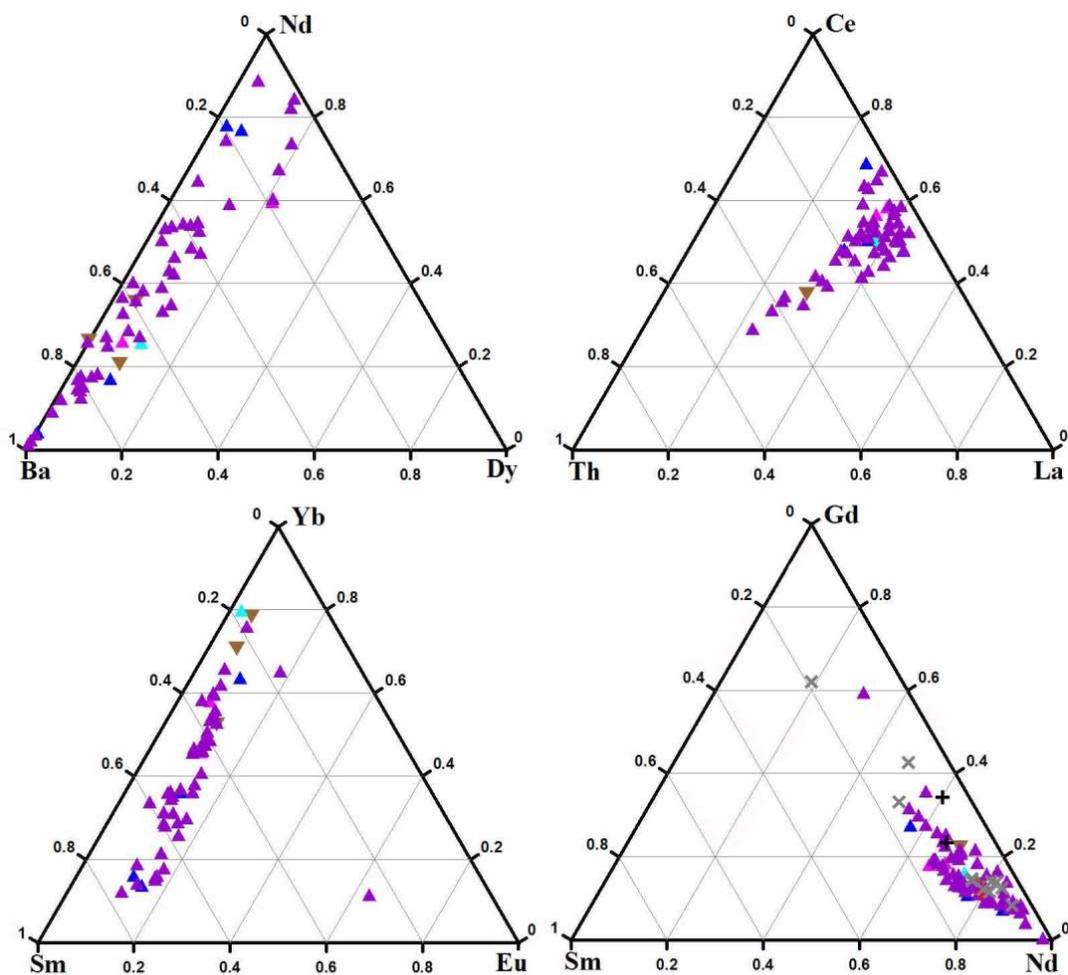
Рисунок 57 – График парных корреляций между редкоземельными элементами в Бурпалинских пегматитах



Условные обозначения как на рисунке 60.

Рисунок 58 – График парных корреляций между редкоземельными элементами в пегматитах Бурпалинского массива

Во-вторых, такие соотношения элементов группы REE на графиках парных корреляций свидетельствуют, что все нюансы изгибов и наклонов REE на графиках (рисунок 57, 58) связаны не с аналитической ошибкой определения их концентраций, а закономерны и характерны для различных парагенезисов REE-содержащих минералов. Особенно это касается фракционирования европия и оно связано с его кристаллохимическими свойствами в различных структурных разновидностях изученных минералов.



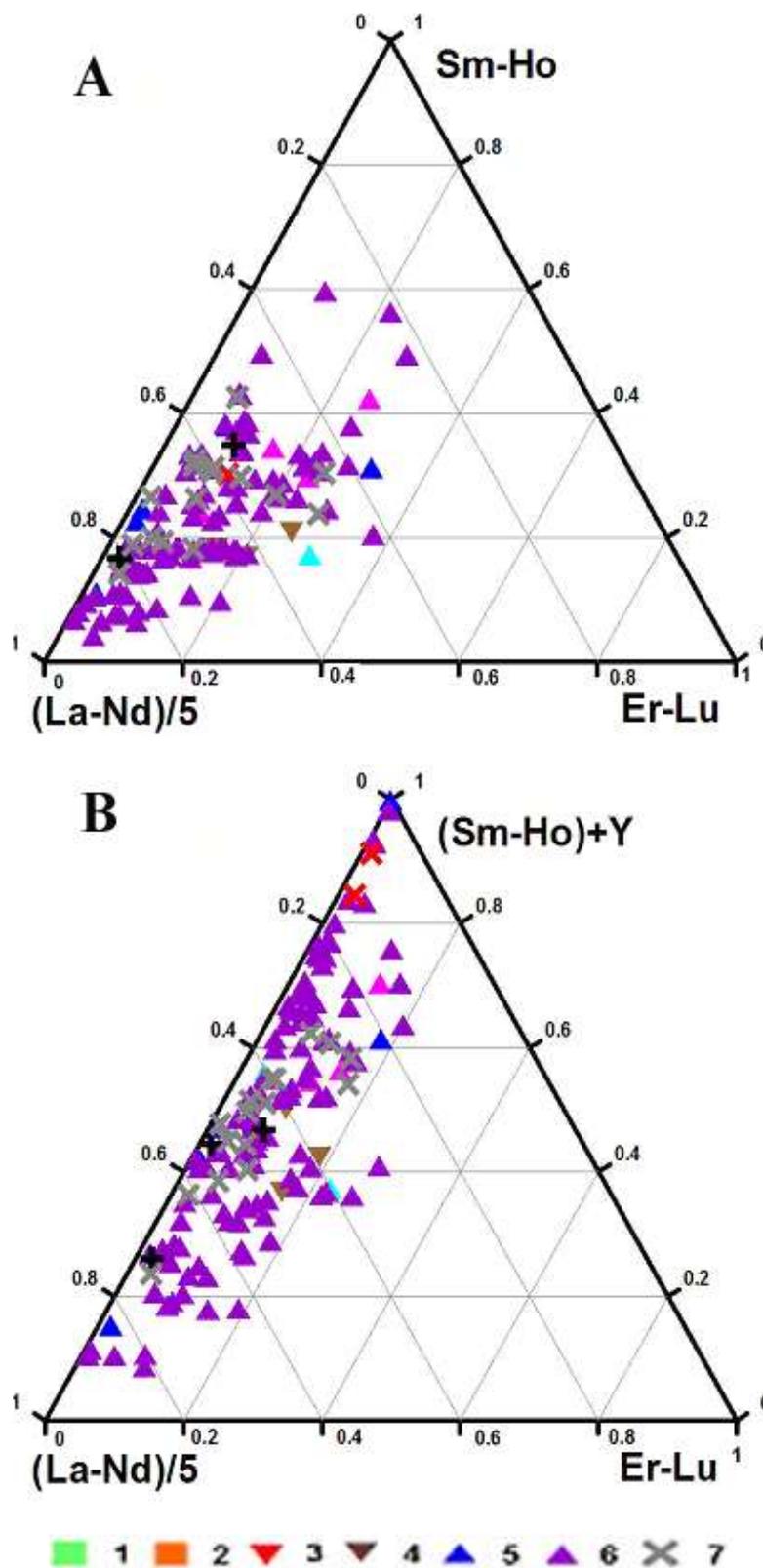
Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты, черные кресты – апатит-флюоритовая жила.

Рисунок 59 – Тройные корреляции элементов REE -группы с некоторыми другими редкими элементами (Ba и Th) в пегматитах Бурпалинского массива

Эти же закономерности в поведении REE - элементов подтверждаются и на треугольных диаграммах (рисунок 59). Наблюдаются интересные закономерности и в соотношениях трех различных групп редкоземельных элементов - легких, средних и тяжелых (рисунок 59, 60, 61). Это тоже может свидетельствовать о закономерном появлении кристаллохимических свойств различных минералов- концентраторов REE при кристаллизации силикатного расплава.

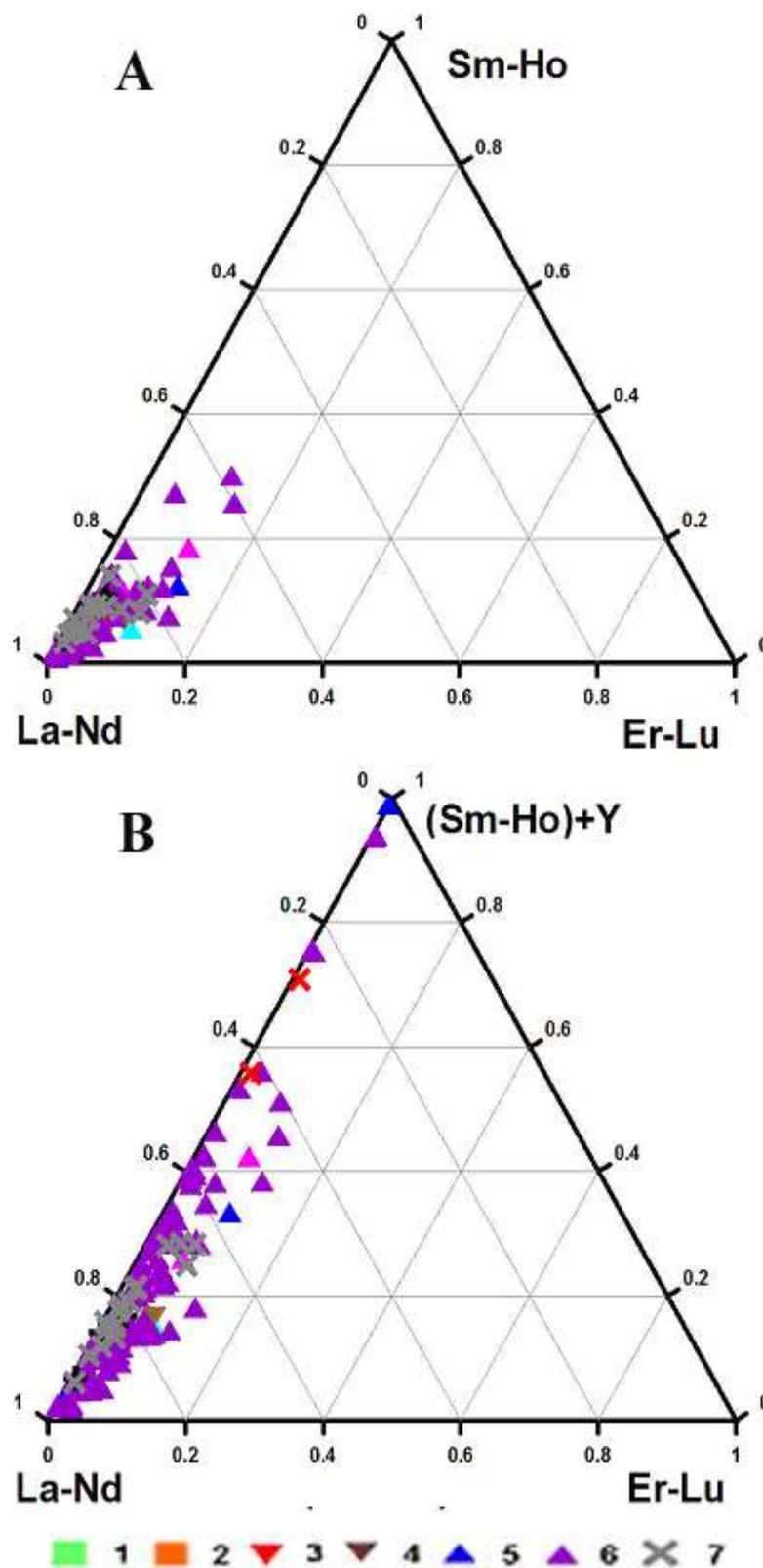
Закономерные соотношения элементов REE-группы с другими элементами, как барий и торий так же говорят об их кристаллохимической связи на уровне структур минералов.

В целом спектры РЗЭ в изученных ранних породах массива и пегматитах характеризуются большой общностью, что свидетельствует об их генетическом родстве.



Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты, черные кресты - апатит-флюоритовая жила.

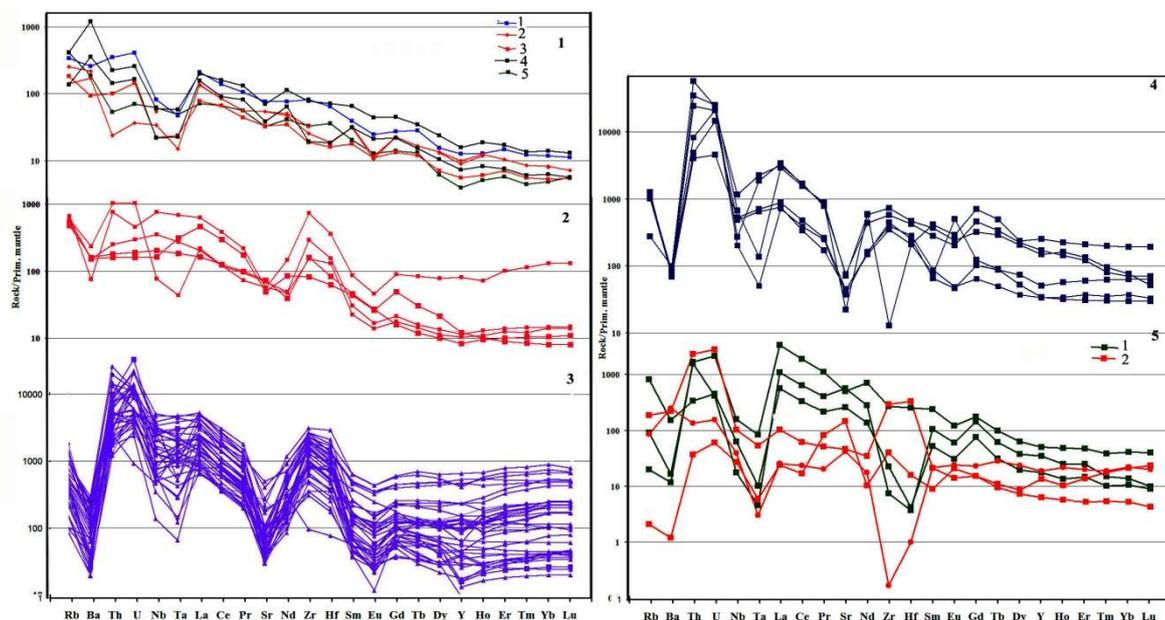
Рисунок 60 – Соотношения элементов группы REE (с Y и без Y) в пегматитах Бурпалинского массива с введенным коэффициентом для легких REE (La-Nd / 5)



Условные обозначения: 1 – нефелиновые сиениты, 2 – кварцевые сиениты, 3 – мариуполиты, 4 – сиениты, 5 – дайки шонкинитов и меланосиенитов, 6 – пегматиты рудные, 7 – фениты, черные кресты - апатит-флюоритовая жила.

Рисунок 61 – Соотношения элементов группы REE (с Y и без Y) в пегматитах Бурпалинского массива без коэффициента для легких REE

Получены новые данные, более 100 анализов (методом ICP-MS) по концентрациям редких элементов в сиенитах и пегматитах Бурпалинского массива (рисунок 62) Мультикомпонентные диаграммы пород Бурпалинского массива значительно отличаются от щелочных пород других массивов Сев. Прибайкалья. Это объясняется апатитовым характером ее минерализации.



Условные обозначения: 1 – породы главной фазы, 2 – мариуполиты, 3 – пегматиты, 4 – фениты, 5 – апатит-флюоритовые породы (1), карбонатиты (2).

Рисунок 62 – Спектры распределения редких элементов в породах массива Бурпала

Для спайдер-диаграммы магматических пород главных фаз Бурпалинского массива (рисунок 62.1) характерен плавный и компактный спектр.

Наблюдается следующая тенденция линий спектра внутри схемы магматизма пород массива. Наивысшее содержание элементов (верхняя часть графиков) характерна для ранних пород - шонкинитов и нефелиновых сиенитов. Ниже этих линий располагаются спектры жильных гранитов Бурпалинского массива. Линии пород главной фазы - пуласкитов и кварцевых сиенитов имеют следующие тенденции: в начале спектра они располагаются между линиями нефелиновых сиенитов и гранитов, а начиная с Tb линия пуласкитов располагается ниже линии гранитов.

В общем плане линии всех пород интрузивной части Бурпалинского массива располагаются довольно компактно, что подтверждает их генетическую общность. Спайдер - спектры жильных апатитовых сиенитов – мариуполитов довольно резко отличаются от спектров интрузивных пород главной фазы (рисунок 62.2). По форме, спектры мариуполитов (рисунок 62.2) очень похожи на спектры редкометалльных

пегматитов (рисунок 62.3). Большая аналитическая выборка содержаний редких элементов для всех разновидностей пегматитов в виде спайдер-диаграмм представлена на рисунке 62.3. Несмотря на сильное различие минеральных парагенезисов редкометальных минералов в отдельных телах пегматитов для них характерен очень компактный тренд линий этих элементов с одинаковыми положительными и отрицательными аномалиями.

В целом спектры РЗЭ в изученных ранних породах массива и пегматитах характеризуются большой общностью, что свидетельствует об их генетическом родстве. Распределение редких элементов на спайдер-диаграммах также подтверждают генетическую связь всех пород Бурпалинского (рисунок 62) массива.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены новые данные возраста нефелиновых сиенитов и пегматоидных нефелиновых сиенитов Сыннырского массива ( $292 \pm 1$  млн лет), уточнен возраст Бурпалинского массива: для сиенитов главной фазы –  $294 \pm 1$  млн лет и для редкометальных пегматитов –  $283 \pm 8$  млн. лет. Полученные геохронологические данные показывают, что формирование Бурпалинского массива произошло в ранней перми и по возрасту он сопоставим с Сыннырским плутоном, который расположен северо-восточнее Бурпалинского массива, в пределах Сыннырской рифтовой зоны. Близкий возраст имеют щелочные гранитоиды и бимодальные вулканические ассоциации Удино-Витимской зоны ( $288\text{--}277$  млн лет [10]), а также карбонатиты Сайженской зоны ( $295\text{--}283$  млн лет [5]), которые также относятся к проявлениям внутриплитного магматизма обрамления Ангаро-Витимского батолита. Формирование этих внутриплитных магматических комплексов происходило в результате воздействия горячей точки мантии или мантийного плюма на литосферу, приведшего к масштабному коровому анатексису.

Щелочные породы Сыннырского массива принадлежат к К-щелочной серии, а Бурпалинского массива к Na-серии щелочных пород. В результате петрологических и минералогических исследований выявлены минералы-концентраторы стратегических металлов для Бурпалинского массива, приуроченные к редкометальным пегматитам, а для Сыннырского массива – сынныриты – редкий тип руд для безотходного производства (Al, K, Si).

Полевые наблюдения, детальное петрографическое описание щелочных пород Сыннырского и Бурпалинского массивов позволили выделить слагающие их разновидности (типы) пород, определить последовательность их кристаллизации, что подтверждается также изучением минерального составов пород, петрохимическими и геохимическими данными.

## СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Андреев Г.В., Ушаков А.А. Месторождения сынныритов в массиве Сынныр. – М.: Геоинформмарк, 1995. – Т.1, кн. II. – 192 с.
2. Владыкин Н.В. Петрология К-щелочных лампроит-карбонатитовых комплексов, их генезис и рудоносность // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 12. – С. 1443–1455.
3. Владыкин Н.В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочных карбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 5. – С. 889–905.
4. Владыкин Н.В., Алымова Н.В., Перфильев В.В. Геохимические особенности редкометальных гранитов Зашихинского массива, Восточный Саян // Петрология. – 2016. – Т. 24, № 5. – С. 554–568.
5. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53, № 2. – С. 219–225.
6. Жидков А.Я., Миркина С.Л., Голубчина М.Н. Об абсолютном возрасте щелочных и нефелиновых сиенитов Северо-Байкальского нагорья // Доклады академии наук СССР. – 1963. – Т.149, № 1. – С.152–155.
7. Костюк В.П. Щелочной магматим периферического обрамления Сибирской платформы. – Новосибирск: издательство СО РАН, Филиал «Гео», 2001. – 163 с.
8. Миркина С.Л., Жидков А.Я., Голубчина М.Н. О радиологическом возрасте щелочных пород и гранитоидов Северного Прибайкалья // Доклады АН СССР. – 1973. – Т.211, №6. – С. 1419–1422.
9. Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. На примере Сыннырского щелочного массива в Бурятской АССР // Доклады академии наук СССР. М-во геологии СССР. ИМГРЭ. – М.: Наука, 1971. – 219 с.
10. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 9. – С. 1249–1276.
11. Krogh T.E. // *Geochim. et cosmochim. acta.* – 1973. – V. 37. – P. 485–494.
12. Ludwig K.R. // *U.S. Geol.Surv.Open-File Rept.* – 1991. – 88 (542). – 35 p.
13. Ludwig K.R. *ISOPLOT/Ex.Vers. 2.06* // Berkeley Geo-chronol. Center Spec. Publ. – 1999. – № 1a. – 49 p.
14. Mattinson J.M. // *Contribs. Mineral. and Petrol.* – 1994. – V. 116. – P. 117–129.

15. Stacey J.S., Kramers I.D. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1975. – V. 26, № 2. – P. 207–221.
16. Steiger R.H., Jager E. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* – 1976. – V. 36, № 2. – P. 359–362.
17. Sotnikova I., Vladykin N. Genesis of rare-metal pegmatites and alkaline apatite-fluorite rocks of Burpala massif, Northern Baikal folded zone // *Geophysical Research Abstracts*, EGU General Assambly, Vol. 17, 2015. – P.13.

## ПРИЛОЖЕНИЕ А

Опубликованы в 2021 году:

Web of Science

1. Aksenov S.M., Ryanskaya A.D., Shchapova Yu.V., Chukanov N.V., Vladykin N.V., Votyakov S.L. and Rastsvetaeva R.K. Crystal chemistry of lamprophyllite-group minerals from the Murun alkaline complex (Russia) and pegmatites of Rocky Boy and Gordon Butte (USA): single crystal X-ray diffraction and Raman Actaspectroscopy study // *Acta Crystallographica Section B Structural science, crystal engineering and materials*. – 2021. – V. 7. – P. 287-298. DOI: 10.1107/S2052520621000354 (ИФ = 2,266 Q3 Q2).
2. Ashchepkov I., Medvedev N., Ivanov A., Vladykin N., Ntaflou T., Downes H., Saprykin A., Tolstov A., Vavilov M., Shmarov G. Deep mantle roots of the Zarnitsa kimberlite pipe, Siberian craton, Russia: Evidence for multistage polybaric interaction with mantle melts // *Journal of Asian Earth Sciences*. – 2021. – V. 213. – Номер статьи: 104756. DOI:10.1016/j.jseaes.2021.104756 (ИФ = 3,449 Q2).
3. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Kalashnyk H.A., Medvedev N.S., Saprykin A.I., Downes H., Khmelnikova O.S. Incompatible element-enriched mantle lithosphere beneath kimberlitic pipes in Priazov'ie, Ukrainian shield: volatile-enriched focused melt flow and connection to mature crust? // *International Geology Review*. – 2021. – 63 (10). – P. 1288-1309. DOI:10.1080/00206814.2020.1761893 (ИФ = 3,958 Q1).
4. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Medvedev N.S., Nikolenko E.I., Yudin D.S., Downes H. Reconstructions of lithospheric mantle beneath Aldan shield based on deep-seated xenocrysts from lamprophyres of Chompolo field, Russia. *Journal of Earth System Science* // 2021. – 130 (4). – 200. DOI: 10.1007/s12040-021-01694-z (ИФ = 1,371 Q4)
5. Chayka I.F., Kamenetsky V.S., Vladykin N.V., Kontonikas-Charos A., Prokopyev I.R., Stepanov S.Y., Krasheninnikov S.P. Origin of alkali-rich volcanic and alkali-poor intrusive carbonatites from a common parental magma // *Scientific Reports*. – 2021. – 11 (1). – Номер статьи: 17627. DOI: 10.1038/s41598-021-97014-y (ИФ= 4,376Q1)
6. Ivanov A.V., Corfu F., Kamenetsky V.S., Marfin, A.E., Vladykin N.V. 207Pb-excess in carbonatitic baddeleyite as the result of Pa scavenging from the melt // *Geochemical Perspectives Letters*. – 2021. – V. 18. – P. 11-15. DOI: 10.7185/GEOCHEMLET.2117 (ИФ = 5,567 Q1)
7. Kaneva E., Radomskaya T., Shendrik R., Chubarov V., Danilovsky V. Potassic-Hastingsite from the Kedrovyy District (East Siberia, Russia): Petrographic Description, Crystal

Chemistry, Spectroscopy, and Thermal Behavior // Minerals. – 2021. – 11(10). – 1049. DOI: 10.3390/min11101049 (27.09.2021) (ИФ = 2,644 Q2 Q2 Q2)

8. Marfin A.E., Radomskaya T.A., Ivanov A.V., Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Yakich T.Yu., Gertner I.F., Kamo S.L., Ernst R.E., Bryanskiy N.V., Glazunov O.M., Belozeroва O.Yu. U-Pb Dating of Apatite, Titanite and Zircon of the Kingash Mafic-Ultramafic Massif, Kan Terrane, Siberia: from Rodinia Break-up to the Reunion with the Siberian Craton // JOURNAL OF PETROLOGY. – 2021. – 62 (9). – Номер статьи: egab049 DOI: 10.1093/petrology/egab049 (ИФ = 4,515 Q1)

9. Nedosekova I., Vladykin N., Udoratina O., Belyatsky B. Ore and geochemical specialization and substance sources of the Ural and Timan carbonatite complexes (Russia): Insights from trace element, Rb–Sr, and Sm–Nd isotope data // Minerals. – 2021. – 11 (7). – 711. DOI:10.3390/min11070711 (ИФ = 2,644 Q2 Q2 Q2)

10. Prokopyev I.R., Doroshkevich A.G., Zhumadilova D.V., Starikova A.E., Nugumanova Ya.N., Vladykin N.V. Petrogenesis of Zr–Nb (REE) carbonatites from the Arbarastakh complex (Aldan Shield, Russia): Mineralogy and inclusion data. Ore Geology Reviews. – 2021. – 131: 104042. DOI:10.1016/j.oregeorev.2021.104042 (ИФ=3,809 Q1 Q2 Q1)

11. Shendrik R., Kaneva E., Radomskaya T., Sharygin I., Marfin A. Relationships between the structural, vibrational, and optical properties of microporous cancrinite.Crystals. – 2021. – 11 (3): 280 DOI:10.3390/cryst11030280 (ИФ =2,589 Q2 Q3)

12. Vladykin N.V., Pirajno F. Types of carbonatites: Geochemistry, genesis and mantle sources // Lithos. – 2021. – 386: 105982 DOI:10.1016/j.lithos.2021.105982 (ИФ = 4,004 Q1).

13. Alymova N.V., Vladykin N.V. Geochemistry, mineralogy and ore content of alkaline granite magmatism of East Sayan zone (on the example of Zashikhinsky deposit) // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 63-80. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2\\_4](https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_4) (направлена на индексацию WoS).

14. Vladykin N.V., Sotnikova I.A., Alymova N.V. Zhidoy alkali-ultramafic rock and carbonatite massif: geochemical feature, its sources and ore-bearing // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 49-62. [https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2\\_3](https://doi.org/10.1007/978-3-030-69670-2_3) (направлена на индексацию WoS).

15. Ashchepkov I.V., Vladykin N.V., Ivanov A., Babushkina S., Vavilov M., Medvedev N. Problems of mantle structure and compositions of various terranes of Siberian Craton // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer

Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 15-48. (направлена на индексацию WoS).

16. Ponomarev G.P., Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Indicator role of spinel-olivine paragenesis in determining conditions of dunites origin in the Central Part of the Konder Massif // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 89-98. (направлена на индексацию WoS).

17. Radomskaya T.A., Vladykin N.V., Kaneva E.V. Chemical compositional variation of clinopyroxenes of alkaline-ultrabasic and alkaline rocks of the Inagli massif // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 99-114. (направлена на индексацию WoS).

18. Kaneva E.V., Shendrik R.Y., Vladykin N.V., Radomskaya T.A. Crystal-chemical feature of rare and complex silicates from charoite rocks of Malyy Murun volcano-plutonic alkaline complex // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 115-130. (направлена на индексацию WoS).

19. Ponomarev G.P., Vladykin N.V., Sotnikova I.A. Ca-concentrations in olivines from ultrabasic rocks-genetic Findings // Alkaline Rocks, Kimberlites and Carbonatites: Geochemistry and Genesis. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. Springer, Cham. 2021. P. 131-150. (направлена на индексацию WoS).

Статьи в российских журналах (Scopus)

20. Алымова Н.В., Владыкин Н.В. Особенности состава рудообразующих минералов в редкометалльных щелочных гранитах Зашихинского массива (Иркутская область) // Записки Российского минералогического общества. – 2021. – 150(1). – С. 76-91. DOI: 10.31857/S0869605521010020 Alymova, N.V., Vladykin, N.V. The composition of ore-forming minerals in Rare-metal alkaline granites of the Zashikhinsky massif (Irkutsk region) // Zapiski Rossiiskogo Mineralogicheskogo Obshchestva. – 2021. – 150(1). – P. 76-91. (Scopus, RSCI Web of Science)

21. Radomskaya T.A., Kaneva E.V., Shendrik R.Yu., Suvorova L.F., and Vladykin N.V. Sulfur-Bearing Sodalite, Hackmanite, in Alkaline Pegmatites of the Inagli Massif (Aldan Shield): Crystal Chemical Features, Photochromism, and Luminescence // Geology of Ore Deposits. – 2021. – Vol. 63, No. 7. – P. 1–9. (ИФ = 0,670 Q4).